



IGME

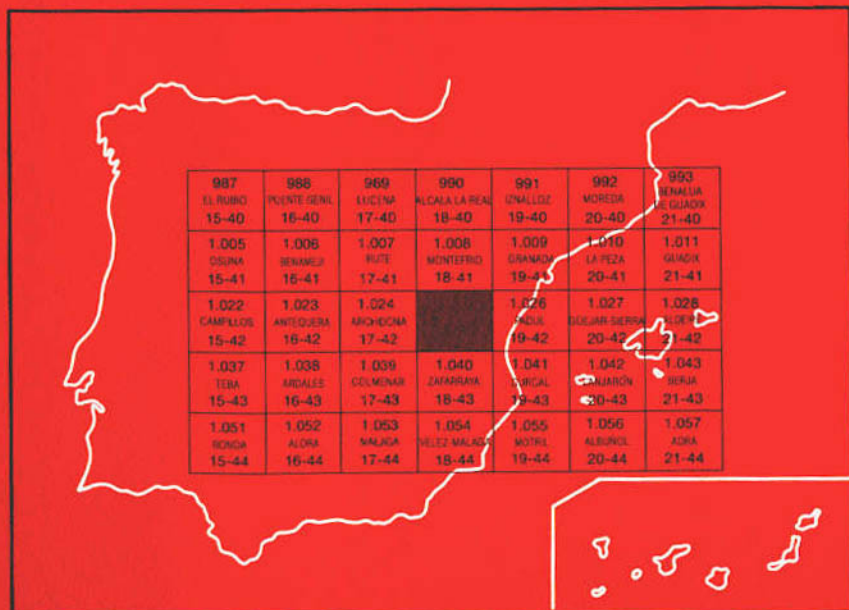
1025

18-42

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LOJA



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LOJA

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido efectuada por Investigaciones Geológicas y Mineras, S.A. (INGEMISA), bajo normas dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en la misma los siguientes Técnicos Superiores:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas
Sanz de Galdeano, J.M. Licenciado en Ciencias Geológicas
Soria Mingorance, J. Licenciado en Ciencias Geológicas

SEDIMENTOLOGIA

Subbético: García Hernández, M. Doctor en Ciencias Geológicas
Martín Martín, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas
Depresión de Granada: Rodríguez Fernández, J. Doctor en Ciencias Geológicas
Fernández Martínez, J. Doctor en Ciencias Geológicas

MACROPALEONTOLOGIA

Sandoval Gabarrón, J. Doctor en Ciencias Geológicas
Tavera Benítez, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas

MICROPALEONTOLOGIA

Martínez Gallego, J. Doctor en Ciencias Geológicas
González Donoso, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas
Linares Rodríguez, D. Doctor en Ciencias Geológicas
Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas

NEOTECTONICA

Sanz de Galdeano, C. Doctor en Ciencias Geológicas

GEOMORFOLOGIA

Ruiz López J.L. Licenciado en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

Serrat Congost, D. en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN JURASICO Y CRETACEO

Vera Torres, J.A. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA

Baena Pérez, J. Licenciado en Ciencias Geológicas

SUPERVISOR DEL IGME

Pérez González, A. Doctor en Ciencias Geológicas

INDICE

| | Páginas |
|---|---------|
| 0. INTRODUCCION | 7 |
| 0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS | 7 |
| 0.2. ANTECEDENTES | 8 |
| 0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL | 9 |
| 1. ESTRATIGRAFIA | 13 |
| 1.1. ZONAS INTERNAS | 13 |
| 1.1.1. Zona Bética | 13 |
| 1.1.1.1. Esquistos (1) | 14 |
| 1.1.1.2. Dolomías (2) | 14 |
| 1.1.2. Zona Circumbética | 14 |
| 1.1.2.1. Calizas, calizas con sílex, nodulosas, margocalizas y margas (3) | 14 |
| 1.2. ZONAS EXTERNAS | 15 |
| 1.2.1. Dolomías (4) | 16 |
| 1.2.2. Calizas blancas oolíticas y pisolíticas (5) | 17 |
| 1.2.3. Calizas blancas con diques neptúnicos (6) | 17 |
| 1.2.4. Calizas nodulosas (7) | 18 |
| 1.2.5. Calizas micríticas crema (8) | 18 |
| 1.2.6. Calizas nodulosas con margas, sílex y niveles turbidíticos (9) | 19 |
| 1.2.7. Margas y margocalizas de tonos claros (10) | 19 |
| 1.2.8. Margas y margocalizas rosadas (11) | 20 |
| 1.2.9. Margas verdosas (12) | 20 |

| | Páginas |
|---|---------|
| 1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO. DEPRESION DE GRANADA | 21 |
| 1.3.1. Tortoniense (13,14,15,16,17 y 18) | 21 |
| 1.3.1.1. Conglomerados cementados (13) | 21 |
| 1.3.1.2. Calcarenitas bioclásticas (14) | 22 |
| 1.3.1.3. Lutitas ocreas con niveles detríticos (15) | 23 |
| 1.3.1.4. Margas azuladas (16) | 23 |
| 1.3.1.5. Calizas bioclásticas oquerosas (17) | 24 |
| 1.3.1.6. Yesos (selenítico y balatino) con lutitas (18) | 24 |
| 1.3.2. Turolense Superior (19,20,21,22 y 23) | 26 |
| 1.3.2.1. Lutitas ocreas y azuladas con intercalaciones de calizas y areniscas (19) | 26 |
| 1.3.2.2. Lutitas con intercalaciones conglomeráticas (20) | 27 |
| 1.3.2.3. Yesos laminados con lutitas (21) | 28 |
| 1.3.2.4. Margas y margocalizas con niveles de lignito, ocasionalmente brechas calcáreas (22) | 29 |
| 1.3.2.5. Calizas y margocalizas con gasterópodos. Brechas calcáreas (23) | 29 |
| 1.3.3. Turolense superior-Pleistoceno (24,25,26,27 y 28) | 30 |
| 1.3.3.1. Conglomerados y arenas canalizadas. "Con- glomerados de Moraleta" (25) | 30 |
| 1.3.3.2. Limos blancos, arenas y niveles conglome- meráticos (26) | 31 |
| 1.3.3.3. Arcillas y limos rojos con niveles conglome- meráticos (24) | 31 |
| 1.3.3.4. Margas y calizas claras (27) | 32 |
| 1.3.3.5. Calizas oncolíticas (28) | 33 |
| 1.3.4. Pleistoceno-Holoceno (29,30,31,32,33,34,35,36,37,38) | 33 |
| 1.3.4.1. Conglomerados y arcillas (29) | 33 |
| 1.3.4.2. Arcillas rojas con costras calcáreas (30) | 33 |
| 1.3.4.3. Glacis (31) | 34 |
| 1.3.4.4. Brechas Cementadas (32) | 34 |
| 1.3.4.5. Conos de deyección (33) | 34 |
| 1.3.4.6. Depósitos de ladera y derrubios en general (34) | 34 |
| 1.3.4.7. Arcillas de descalcificación (35) | 35 |
| 1.3.4.8. Travertinos (36) | 35 |
| 1.3.4.9. Arcillas de fondo de valle (37) | 35 |
| 1.3.4.10. Aluvial y terrazas aluviales (38) | 36 |
| 2. TECTONICA | 36 |
| 2.1. TECTONICA DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE | 36 |
| 2.2. TECTONICA DEL COMPLEJO DORSALIANO | 37 |
| 2.3. TECTONICA DEL SUBBETICO INTERNO | 37 |

| | Páginas |
|--|-----------|
| 2.4. TECTONICA DE LA DEPRESION DE GRANADA | 38 |
| 3. GEOMORFOLOGIA | 38 |
| 3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA GENERAL | 38 |
| 3.2. MORFOGENESIS | 39 |
| 3.2.1. Sistema Kárstico | 40 |
| 3.2.1.1. Los Poljes de Llanos de la Dona y de Pilas Dedil | 40 |
| 3.2.1.1.1. El polje de los Llanos de Dona | 40 |
| 3.2.1.1.2. El polje de Pilas Dedil | 41 |
| 3.2.1.2. Niveles de aplanamientos kárstico | 41 |
| 3.2.1.3. Campos de dolinas y grandes depresiones | 41 |
| 3.2.1.4. Karst subterrneos | 42 |
| 3.2.3. Sistema Fluvial | 42 |
| 3.2.2.1. Trazado y perfil de los valles | 42 |
| 3.2.2.2. Terrazas | 43 |
| 3.2.2.3. Dinámica de la red secundaria | 43 |
| 3.2.3. Dinámica de Vertientes | 43 |
| 3.2.3.1. Sierra Gorda | 44 |
| 3.2.3.2. Interfluvios de la Depresión | 44 |
| 3.2.3.3. Laderas de los valles principales | 44 |
| 3.3. DINAMICA ACTUAL | 45 |
| 3.3.1. Sistema kárstico | 45 |
| 3.3.2. Sistema fluvial | 45 |
| 3.3.3. Dinámica de vertientes | 45 |
| 4. HISTORIA GEOLOGICA | 46 |
| 5. GEOLOGIA ECONOMICA | 48 |
| 5.1. MINERIA Y CANTERAS | 48 |
| 5.2. HIDROGEOLOGIA | 48 |
| 6. BIBLIOGRAFIA | 49 |

Depósito Legal: M-30.450 - 1988

Imprime Ferreira, S.A. Marqués de Monteagudo, 17. 28028-MADRID

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

Desde el punto de vista geográfico la Hoja a escala 1:50.000 nº 1025 "Loja" del Mapa Topográfico Nacional, se sitúa en la porción central de Andalucía, estando limitada por las siguientes coordenadas Greenwich:

De 37º 00' 04",8 a 37º 10' 0'1",9 Latitud Norte
de 3º 51'10",9 a 4º 11'10",9 Longitud Oeste

Las poblaciones más importantes que en ella se encuentran son: Loja, Alhama de Granada, Salar, Santa Cruz del Comercio o de Alhama y Cacán, pertenecientes todas ellas a la provincia de Granada.

La actividad económica principal es la agricultura, y más concretamente en su modalidad de secano, predominando los cultivos de cereales, olivar y almendros. El regadío solamente se circunscribe a los márgenes de los ríos Cacán y Alhama.

La ganadería es fundamentalmente extensiva de tipo lanar y cabrío y adquiere una cierta importancia en la masa abrupta de Sierra Gorda, donde su altitud y falta de suelos impiden la agricultura. La industria solamente viene representada por pequeñas factorías de transformación agrícola y por varias canteras que explotan las calizas mesozoicas de Sierra Gorda.

La fisonomía de la Hoja viene marcada por la presencia en el sector occidental, de la gran masa calcárea de Sierra Gorda, en la que se alcanzan cotas de 1600 m y prácticamente carece de vegetación, y en el sector central y oriental, por las formas suaves de la Depresión de Granada, las cuales han sido

intensamente excavadas en dirección Sur-Norte por los tres principales ríos del sector: Salar, Alhama y Cacin. Sus laderas presentan en ocasiones una morfología alomada o lobulada, producto de importantes deslizamientos, muchos de los cuales son aún activos.

0.2. ANTECEDENTES

Son numerosos los datos geológicos que existen sobre la región comprendida en esta Hoja del Mapa Geológico Nacional. Entre ellos se pueden establecer dos etapas diferentes marcadas por la publicación en 1969 del mapa geológico 1:50.000 (primera serie) por parte del IGME de la que son autores GONZALEZ-DONOSO y VERA (1969).

Hasta esa fecha los datos existentes eran muy escasos y se limitaban a algunas descripciones de materiales fosilíferos realizadas por BERTRAND y KILIAN (1889), alguna observación en el trabajo de BLUMENTHAL (1931) que estudia con detalle la región localizada inmediatamente al Oeste y algunos datos locales en su trabajo sobre el conjunto de la Cordillera publicado por FALLOT (1948). El mapa geológico antes citado recoge una parte de los resultados cartográficos y geológicos de parte de las tesis doctorales de sus dos autores (VERA, 1966b y GONZALEZ-DONOSO, 1967), previamente elaboradas y sobre las que se publicaron algunos trabajos de avance. Merece destacarse el trabajo de LINARES y VERA (1966) en el que se hace una descripción muy detallada de la serie mesozoica de la Unidad de Sierra Gorda, con estudio de su fauna de ammonites y de sus microfacies. Este trabajo se completa con el de VERA (1966b), donde se describen nuevos cortes del Mesozoico, y también sobre los materiales neógenos. VERA (1966a) define la Unidad de Parapanda-Hacho de Loja en la región inmediatamente colindante de la Hoja hacia el norte. Al mismo tiempo BUSNARDO et al., (1966) describen faunas hettagienses en el corte de los Baños de Alhama, localizado en el borde meridional de la Hoja, indicando unas características diferentes a las de los materiales subbéticos, donde no hay ammonoideos de esta edad. Posteriormente BUSNARDO et al., (1969) reconocen, en el mismo corte, un Trías de facies pelágicas.

Desde la publicación del mapa geológico (GONZALEZ DONOSO Y VERA, 1969), los trabajos publicados sobre aspecto geológicos diversos de la región han sido numerosos. De una parte se pueden destacar los trabajos paleontológicos, en especial sobre faunas de ammonites de Sierra Gorda, tales como SEQUEIROS (1972 a y b, 1974) OLORIZ (1978), SANDOVAL (1983), TAVERA (1984); en otros casos se refieren a las faunas del Lias Inferior del corte de los Baños de Alhama (MOUTERDE y LINARES, 1979, y BRAGA *et al* 1984); otro trabajo paleontológico, que aborda aspectos de esta región es la tesis doctoral de LINARES (1977) que describe un corte de materiales del Cretácico Superior en el que se delimitan las biozonas con foraminíferos planctónicos. En la monografía de AZEMA et al., (1979) se describen numerosas microfacies correspondientes a materiales mesozoicos de la Sierra Gorda.

De otra parte se tienen dos guías de excursiones geológicas (GONZALEZ-

DONOSO et al., 1972 y RIVAS et al., 1979) que incluyen datos sobre la región. Otros trabajos publicados en esta etapa se refieren a los materiales neógenos que complementan, modifican o precisan los datos anteriores; entre ellos los de GONZALEZ-DONOSO (1977), RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982), ESTEVEZ et al., (1982), FERNANDEZ Y DABRIO (1983).

PEYRE (1974) estudia la región adyacente al Oeste y hace algunas observaciones sobre este área. GARCIA-HERNANDEZ et al., (1979 a y b) tratan sobre los materiales del Lías infracarixiense y del Carixiense, respectivamente, con alusiones a los materiales de Sierra Gorda. En el trabajo de GARCIA-HERNANDEZ et al., (1980), se reproduce la serie mesozoica de la unidad de Sierra Gorda y se establece su correlación con otras series estratigráficas, de la misma transversal, en una reconstrucción palinspástica.

Igualmente se han publicado otros trabajos; HIDALGO et al., (1973) quienes describen nódulos de manganeso en materiales de Oxfordense en la parte meridional de la Sierra Gorda; LHENAFF (1979) hace un estudio geomorfológico de la Depresión de Granada que incluye la totalidad de esta Hoja. Se ha contado también con los datos geológicos de las vecinas hojas del Plan Magna (2a. serie):

- 1040 Zafarraya, ELORZA, J.J. y GARCIA DUEÑAS, V. (1979).
- 1026 Padul, GONZALEZ DONOSO et al. (1980).
- 1024 Archidona, PINEDA-VELASCO, A. (1984)
- 1007 Rute, CANO MEDINA, F. (1984).

COMAS et al. (1981) estudian un corte de materiales de facies ammonítico rosso (corte del Cardador) y lo comparan con materiales de la misma edad de otros cortes en el Subbético Interno y Subbético Externo. VERA et al. (1982) definen las unidades litoestratigráficas del Cretácico para la Zona Subbética utilizable en esta Hoja.

Finalmente merece destacarse el trabajo de OGG et al. (1984) en el que se hace un estudio magnetoestratigráfico de los materiales del Kimmeridgiense y Tithónico en un corte (Cardador) localizado en esta hoja; en él se establece una escala magnetoestratigráfica que correlaciona con otra del Subbético Externo (Carcabuey), otras dos del Norte de Italia y con las anomalías oceánicas.

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

La Hoja de Loja se localiza en las Cordilleras Béticas, y más concretamente en la Zona Subbética en el sentido tradicional de FALLOT (1948). Igualmente afloran ampliamente materiales neógenos y cuaternarios de la Depresión de Granada.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte Norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario de fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las "Zonas Internas" y las "Zonas Externas", en comparación con Cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea una parte externa con cobertera plegada, y a veces con estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que "Zonas Externas" se sitúan en los bordes de los cratones placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las "Zonas Internas" son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiendonos al área ibérica podemos decir que están presentes las "Zonas Externas", correspondiendo al borde la placa europea, y parte de las "Zonas Internas". El resto de las "Zonas Internas" afloran en amplios sectores de las zonas africana y europea, que rodean al actual mediterráneo.

Las "Zonas Externas" están representadas aquí por:

- La Zona Prebética y
- La Zona Subbética.

y las "Zonas Internas" por:

- La Zona Circumbética y
- La Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora resumidamente las características de estas zonas.

La *Zona Prebética*: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, la de la meseta. En ella los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948), y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.
- Prebético Meridional.

BAENA, J. y JEREZ, L. 1982, diferencian los dos primeros dominios, teniendo en cuenta las diferentes facies en el Cretácico y en el Paleógeno.

La *Zona Subbética*: Se sitúa al Sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente en cierto sector existió volcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior se ha subdividido esta zona en tres dominios que de Norte a Sur son:

- Subbético Externo.
- Subbético Medio.
- Subbético Interno.

El Subbético Externo incluirá parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio (Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ, P.A. 1980).

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con volcanismo submarino, representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

El Subbético Interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y que representaría un umbral sedimentario y probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a esta Zona corresponde a DOUVILLE (1906), siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL Y FALLOT.

La *Zona Circumbética*: ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética, (BAENA, J, y JEREZ, L. 1982). Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas Ibéricas y las Zonas Externas Africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachiense. En su zona más profunda se depositaron radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno Medio Superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a uno y otro lado de la Zona Bética y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética se pueden distinguir en base a las características de sedimentación tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios:

- Complejo de Alta Cadena
- Complejo Predorsaliano y
- Complejo Dorsaliano

El Complejo de Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el Oeste le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres:

Complejo Maláguide
Complejo Alpujárride
Complejo Nevado-Filabride

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

Con posterioridad a la ubicación de la Zona Bética, en el Mioceno Inferior se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión que tuvo su mayor reflejo en el límite entre Zonas Internas y Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética: gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a esta colisión se originan cizallas de vergencia norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas unidades cabalgantes, el Triás sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera, que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Triás y sus coterteras no identificadas, podrían considerarse como SUBBÉTICO indiferenciado.

A partir del Mioceno Inferior y Medio los materiales de la parte septentrional de la Zona Subbética forman parte del surco ocupado por el "Estrecho Nordbético".

Posteriormente, en el Mioceno Superior, estos depósitos se adscriben paleogeográficamente, al borde meridional de la Depresión de Guadalquivir. Los efectos de la tectónica de tipo distensivo y el levantamiento del margen más meridional de la Cordillera, hacen que se produzcan varias cuencas intramontañosas sobre el edificio Bético, una de las cuales es la Cuenca o Depresión de Granada.

Las sucesivas pulsaciones tectónicas hacia la parte terminal del Mioceno,

concretamente el Turolense superior, producen un cambio en el régimen de depósito, pasando los sedimentos de marinos a continentales. Estos sedimentos de carácter continental, lacustres y fluvio-lacustres, se suceden en la Depresión de Granada hasta el Pleistoceno Medio probablemente.

A partir de esta última edad las etapas erosivas se acentúan en los relieves circundantes a la Depresión de Granada, de manera que se instaura un dispositivo aluvial de gran envergadura, que es el que perdura, aunque con menor intensidad, en la actualidad.

1. ESTRATIGRAFIA

Dentro de la Hoja, se ha optado por agrupar los materiales en tres conjuntos en función de sus características tectónicas y estratigráficas dentro del Orógeno Bético. Estos grupos son los siguientes:

- Zonas Internas, comportan a su vez las zonas Bética y Circumbética, escasamente desarrolladas en la Hoja.
- Zonas Externas, únicamente representadas en el ámbito de la Hoja por el Subbético Interno.
- Neógeno y Cuaternario, constituido por materiales que rellenan la Depresión de Granada.

Al tratar cada uno de los diferentes materiales se hará constar su número de identificación en la leyenda que acompaña a la cartografía.

1.1. ZONAS INTERNAS

Dentro de la Hoja se han localizado materiales asimilables a las zonas Bética y Circumbética.

1.1.1. Zona Bética

Únicamente están presentes en la zona de estudio los materiales atribuibles al Complejo Alpujarride.

Los afloramientos pertenecientes a este conjunto, son escasos y poco desarrollados; se localizan en la garganta del río Cacín y en las inmediaciones de ésta, a uno 1700 m. al E.

Están constituidos por micaesquistos y dolomías que en la vecina Hoja de Zafarraya pertenecen a las unidades de Salares y del Charcon, encuadradas a su vez en el Manto de los Guájares.

1.1.1.1. *Esquistos (1)*

Afloran extensamente al Sur, en la vecina Hoja de Zafarraya, donde se les ha denominado esquistos de Guzmán o Marcos.

Están formados por unos micaesquistos con andalucita, distena y estaurólita que alternan con lechos cuarcíticos, afectados por metamorfismo regional polifásico. El conjunto presenta unos tonos gris-oscuros.

Al microscopio la textura es esquistosa microplegada con matriz microcristalina y porfidoblastos de varios milímetros de longitud.

Se pueden distinguir dos esquistosidades, la primera (S_1) más patente, viene marcada por una alternancia de lechos de cuarzo con otros compuestos predominantemente por mica blanca y como accesorios caben destacar: turmalina, circón, apatito, menas metálicas y porfidoblastos de distena y estaurólita. La esquistosidad (S_1) está replegada y produce una (S_2) de crenulación, que se manifiesta en la reorientación de algunas micas. Finalmente se observa una etapa de blastesis con la formación de porfidoblastos de andalucita desorientados, a la que acompaña biotita verde y clorita, producto probablemente de un retrometamorfismo. Se les asigna una edad paleozoica, en base a su posición relativa de muro, con respecto a las dolomías.

1.1.1.2. *Dolomías (2)*

Se localizan en dos afloramientos en las márgenes del cauce del río Cacán, parcialmente cubiertos por sedimentos de la Depresión de Granada.

Se tratan de unas dolomías marmóreas de aspecto masivo y tonos gris-azulados oscuros, en las que se pueden diferenciar tramos con laminaciones paralelas y estratificación centimétrica, posiblemente de origen estromatolítico.

La potencia observable es superior a los 200 m y serían de edad Trías superior, en base a las dataciones efectuadas sobre materiales equivalentes en otros puntos de la Cordillera.

1.1.2. **Zona Circumbética**

Representada en la Hoja por materiales de afinidad dorsaliana, correspondientes al Jurásico.

1.1.2.1. *Calizas, calizas con sílex, nodulosas, margocalizas y margas (3)*

Sus afloramientos en la zona de estudio son poco extensos, lo que impide distinguir sus distintas litologías en la cartografía.

La secuencia mejor expuesta se encuentra en el barranco de los Pilonos

en el clásico corte de los Baños de Alhama. Este corte ha sido estudiado con detalle por varios autores: BUSNARDO et al. (1966,1969) y BRAGA et al. (1984), donde se presta especial atención a la fauna de ammonites.

Esta secuencia de edad liásica, aparece con facies de barras calcáreas del Hettangiense medio en los márgenes del afloramiento de los Baños. En la Zona central del mismo, BUSNARDO et al. (1969), describen braquiópodos, corales y foraminíferos que los atribuyen al Trías, determinación que no es compartida por otros autores.

En línea con la descripción de los trabajos anteriormente mencionados en la serie liásica, se pueden distinguir:

- 20 m de calizas masivas blancas y amarillentas con foraminíferos, bivalvos y gasterópodos.
- 5 m de calizas margosas con aspecto algo noduloso con ammonites del Hettangiense medio.
- 35 m de margas que alternan con bancos calizos a menudo nodulosos, también de Hettangiense medio.
- 7 m de calizas nodulosas con interlechos margosos de tonos rosados y amarillentos que han suministrado *Arnioceras*, datando por consiguiente un Sinemuriense.
- 13 m de calizas de tonos beige, ligeramente nodulosas con ammonioides del Lotharingiense, cuyos 3 últimos metros presentan marcado carácter noduloso.
- 20 m de caliza masiva gris claro.
- 2 m de calizas margosas y margas con fauna del Domeriense.
- 16 m de caliza gris ma estratificada con sílex a techo.

La estructura que presentan estos materiales, en el corte de los Baños de Alhama, es la de un anticlinal vergente al Sur cuyo flanco meridional está invertido.

La presencia de facies pelágicas con *Arnioceras* del Sinemuriense es una de las características de la Dorsal Externa.

1.2. ZONAS EXTERNAS

Representadas en la Hoja de Loja, sólo y exclusivamente por la Zona Subbética y dentro de ésta por el Subbético Interno.

Estos materiales configuran el macizo de Sierra Gorda, que es uno de los afloramientos de mayor continuidad transversal (= 20 km) de dicha Zona Subbética.

Dentro de Sierra Gorda se han distinguido dos grupos de series que son asimilables al Subbético Interno septentrional y meridional respectivamente, siguiendo la nomenclatura de BAENA et al. (1982).

Los materiales del Lías Inferior y Medio para ambos son comunes y presentan facies de plataforma, haciendo la salvedad de que en el extremo norte

se han detectado barras oolíticas, que cambian a facies pelágicas (calizas con silex), por lo que el sector del Subbético Interno que representa Sierra Gorda estaría desconectado de la gran plataforma carbonatada del resto de Subbético por una zona de mar abierto.

Sierra Gorda funcionó, por tanto, como un gran banco carbonatado, tipo Bahamas, fuertemente subsidente, en el que se acumularon más de 1000 m de carbonatos marinos someros.

El Lías Superior se depositó en ambos sectores con carácter restrictivo y con facies pelágicas de biomicritas.

En el Dogger (caso del sector septentrional) y en parte del Malm, las condiciones de sedimentación son pelágicas, de umbral para ambos, aunque en el meridional la fosa de sedimentación es mayor, a la vez que existe una ligera resedimentación.

En el Tithónico y parte del Berriasiense, se dan calizas nodulosas de matriz fluidal, típicas de taludes, pero en el meridional también aparecen facies de surco.

El Cretácico y Paleógeno en ambos casos son similares y presentan facies pelágicas.

Algunos de los afloramientos de las series meridionales, han sido incluidos por anteriores autores en la Unidad de Zafarraya (VERA, 1966b), perteneciente actualmente a al Zona Circumbética. Esta cabalgaría a la Sierra Gorda, y en principio no guardaría relación paleogeográfica con ésta.

Las observaciones realizadas indican que entre ambos grupos de series, septentrionales y meridionales, existiría un paso transicional, sin ningún accidente tectónico de importancia entre ellas.

1.2.1. Dolomías (4)

Sus afloramientos se localizan a lo largo del sector axial de Sierra Gorda, donde alcanzan potencias del orden de 200 m y en el arroyo Hediondo, extremo suroccidental de la Hoja.

Son dolomías grises brechificadas con algunas intercalaciones de orden 0'5-1 m de margas amarillentas, azoicas, y enclaves calizos de bordes difusos. Su contacto con el tramo calcáreo es irregular, habiéndose observado saltos de más de 100 m en la vertical del mismo en apenas unos cientos de metros. Todo ello hace pensar que la dolomitización es secundaria.

Su edad no es bien conocida por ser azoicas, pero al igual que todas las bases dolomíticas del Subbético son asimiladas al Lías Inferior. No obstante en la vecina Hoja de Colmenar (1039) y bajo una serie de características similares a las del Subbético Interno meridional, se han datado unas dolomías con algas dasycladáceas del Trías (ALGARA, A. com.pers.).

1.2.2. Calizas blancas oolíticas y pisolíticas (5)

Son los materiales mayormente representados en la parte occidental de la Hoja. El conjunto fundamental corresponde a unas micritas blancas con abundantes foraminíferos bentónicos, lamelibranquios de concha gruesa, gasterópodos y algas laminadas dasycladáceas: *Paleodasycladas mediterraneus elongatus* PRATUCON; rodofíceas: *Thannatoporella parnovesiculifera* (RAINERI).

Ocasionalmente se observan secuencias de somerización de 2 a 3 m de potencia, constituidas hacia la base por calizas masivas con oncolitos y abundante fauna bentónica, siguen micritas con texturas fenestrales y culminan con niveles decimétricos de pisolitos vadosos, a menudo con gradación inversa.

Estas características indican un medio de depósito de tipo lagoon con emersiones puntuales en el tiempo (fenestras y laminaciones algales).

En el borde norte de la sierra (Manzanil y Monjas), hay un predominio de calizas intraclásticas y oolíticas de *shoals*. La zona de transición entre ambos viene marcada por la presencia de oncolitos de gran tamaño, visibles en las canteras del Manzanil.

Finalmente, a lo largo de los 2 primeros kilómetros del carril que une Loja y Zafarraya por Sierra Gorda, partiendo de la primera, se cortan unas calizas micríticas de tonos grises con nódulos de sílex, que aparentemente cambian de facies con las oolíticas y pisolíticas situadas algo más al Sur, que podrían corresponder con las facies de borde de la plataforma carbonatada.

Los tres tipos de facies dominantes y su distribución areal sugieren un extenso banco carbonatado con pequeños montículos emergidos (mallas de algas), barras oolíticas al Norte, que configurarían un *lagoon*, y a continuación, un talud hacia mar abierto en este mismo sentido.

El techo de la Formación está coronado por una lumaquela de braquiópodos (rinchonellas y terebrátulas) y por varias pasadas de calizas detríticas, cuyos cantos son casi exclusivamente fragmentos de crinoides.

En contados puntos (Venta Quesada, Manzanil, Barranco de los Cazadores), la serie culmina con un *hard-ground* sobre el que se deposita discordantemente unos estratos (20 cm a 5 m) de calizas briomicríticas condensadas con fauna del Toarciense (*Catulloceras* sp, *Gruneria* sp.). Por tanto la edad del conjunto infrayacente se puede establecer como Lías Medio-Superior.

La potencia mínima que se ha observado es en torno a los 800 m.

1.2.3. Calizas blancas con diques neptúnicos (6)

En las series del sector meridional, los últimos metros de las calizas anteriormente tratadas, se encuentran afectadas por diques neptúnicos, que en el caso del corte del Barranco de los Cazadores, llegan a penetrar más de 100 m desde el techo. En otros afloramientos como el de Barranco Hediondo y el localizado al Sur de los Llanos de la Dona, también son reconocibles, aunque en mucho menor grado.

Los diques generalmente están tapizados por espeleotemas, lo que indica que se han producido o al menos han sufrido, procesos de karstificación aérea y se encuentran rellenos por sedimentos finamente bioclásticos, con filamentos, crinoides y radilarios y por numerosas brechas, en las que dominan los cantos de la propia caliza, que en ocasiones alcanzan el tamaño bloque, y que se han interpretado como brechas de colapso.

Estos diques están sellados por las calizas de filamentos del Dogger, que en parte son las que los rellenan.

1.2.4. Calizas nodulosas (7)

En ligera discordancia sobre las calizas del Lías Inferior y Medio y las del Superior, cuando las hay, del Subbético Interno septentrional, se disponen unos 20 m de calizas nodulosas que abarcan en continuidad estratigráfica constatada, desde el Bathoniense hasta el Tithónico-Berriasiense (Dogger-Malm y primer piso del Cretácico).

Las asociaciones faunísticas que acotan esta formación en un corte realizado a 1 km al NE del pico Cabras (1642 m) serían:

Muro: *Procerites* sp, *Chohatia* sp.

Techo: *Berriasella jacobi* MAZENOT, *Cyrtosiceras macrotelum* OPPEL, *Haploceras carachtheis* ZEUSCHNER, *Faurelia* sp, *Pygope* sp.

La parte principal del tramo (Bathoniense-Kimmerdigense), se presenta como unas calizas nodulosas, brechoides, bien estratificadas, con nódulos a menudo irregulares y corroidos, a las que se encuentran asociadas unas biomicritas condensadas pelágicas, siendo todo el conjunto muy fosilífero. Son frecuentes las superficies de interrupción sedimentaria (omisión, erosión y *hard-ground*), apareciendo en relación con esta última, estromatolitos pelágicos y mineralización de hierro y manganeso, especialmente en el Calloviense-Oxfordiense.

Las características litoestratigráficas del conjunto, permiten establecer que tales calizas se depositaron en altos fondos pelágicos (sea mount) y en la parte superior de sus taludes adyacentes.

El Tithónico superior y el Berriasiense se muestran como calizas nodulosas de matriz margosa de textura fluidal y brechas intraformacionales, que se asocian progresivamente a margocalizas blancas, con las que llegan a alternar. Estas características permiten interpretar dichas facies, como acumulaciones o redepósitos sinsedimentarios en las partes inferiores del talud.

1.2.5. Calizas micríticas crema (8)

En el sector meridional de Sierra Gorda, sobre las calizas del Lías Inferior y Medio (y en ocasiones sobre las del Superior) se desarrollan unas calizas micríticas de filamentos con base erosiva y tonos crema. Constituyen bancos

gruesos hacia la base y están mejor estratificados a techo; presentan abundantes nódulos de sílex, manifestando a veces un carácter noduloso bien definido y llegan a incorporar cantos centimétricos a decimétricos de caliza blanca liásica.

La potencia que alcanzan varía de 30 a 50 m y se asignan al Dogger en base a su microfacies.

1.2.6. Calizas nodulosas con margas, sílex y niveles turbidíticos (9)

Sobre las calizas de filamentos del Dogger (visibles en el corte del Barranco de los Cazadores), aparecen una brechas sinsedimentarias desorganizadas (olistostromas), a cuya base se localiza una superficie erosiva en la que se desarrollan diques neptúnicos poco penetrantes. Lateralmente, y en la vertical dan paso a unas calizas nodulosas, con una potencia total de 5-10 m.

Los niveles inferiores presentan ammonoideos del Kimmeridgiense inferior, zona de Divisum (*Orthaspidoceras uhlandi* OPPEL, *Mesosimoceras planulascinctus* QUENSTEDT), mientras que en los superiores lo hacen del Tithónico inferior, zona de Verruciferum (*Haploceras verruciferum* MENEHINI, *Danubisplinctes bartheli* OLORIZ, *Lytoceras* sp.).

En el Tithónico superior-Berriasiense se desarrolla una serie bien estratificada, no superior a 20 m, de calizas nodulosas rojas de textura fluidal y margas y margocalizas rojas con numerosas intercalaciones de turbiditas calcáreas finas, con nódulos de sílex. En los banco turbidíticos, no superiores a los 20-30 cm de espesor, son frecuentes las estructuras internas de laminación paralela y ripples, así como amalgamaciones entre bancos.

Este conjunto de facies se interpreta en relación con una zona que evoluciona de salud a surco y en relación con las inestabilidades tectónicas que acontecen a lo largo del Jurásico Superior.

1.2.7. Margas y margocalizas de tonos claros (10)

Concordantemente y de forma transicional, sobre las calizas nodulosas de los sectores septentrional y meridional del Subbético Interno, se desarrolla una potente serie de margas y margocalizas de tonos claros. Afloran ampliamente en el valle del río Salar, en la vertiente oriental de Sierra Gorda, y en su parte axial.

El conjunto se puede dividir en tres tramos, reconocibles solamente en contados puntos: cortijo de Cuesta Quemada y Barranco de los Pozos, de manera que resultan incartografiables a escala de la Hoja.

El inferior consiste en unas margocalizas y margas blancas con nódulos limoníticos que en corte fresco se muestran de color gris azulado. En ellas se ha datado un Berriasiense en el afloramiento del Barranco de las Cazadores (Subbético Interno meridional), marcado por la presencia de *Berriassella* sp, así como un Hauteriviense inferior (*Crioceratites nonali* KILIAN, *Olcostephanus*

mittreanus MATHERON, non D'ORB, *Olcostephanus* (*Jeannoticerus*) *jeannot* D'ORBIGNY, *Phillopachyceras Winkleri* UHLIG, *Protetragonites* sp, *Hypophylloce-ras* sp.). VERA et al, (1966a) citan un Hauteriviense y Barremiense, aunque indican que es posible que también existan depósitos del Valanginiense e incluso del Berriasiense, no solidario con las calizas nodulosas, dado que los primeros niveles fosilíferos por ellos encontrados se encuentran relativamente alejados del muro. La potencia se estima en algo más de 300 m.

En el tramo siguiente se localizan unas margas de tonos verdosos y grisáceos en los que se ha constatado microfauna del Albiense superior (*Planomalina buxtrofi* GANDOLFI) y Cenomaniense inferior (*Rotalipora brotaeni* SIGAL y *Rotalipora affenninica* RENZ), aunque es posible que también esté incluido el Aptiense, como ocurre en otras muchas transversales. Su potencia aproximada es de unos 100 m.

Por último se localizan unas margocalizas claras con sílex del Cenoma-niense superior-Turonense (*Rotalipora Cushmani* MORROW, *Rotalipora green-hornensis* MORROW y *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI respectivamente), que no sobrepasan los 60-70 m de espesor.

1.2.8. Margas y margocalizas rosadas (11)

En ambas laderas del río Salar afloran ampliamente estos materiales en continuidad estratigráfica con los anteriormente descritos. En campo ofrecen un claro contraste con los demás materiales a causa de su color asalmonado, que predomina sobre otros blancos y grises.

La litología dominante es margocalizas en la base y margas a techo, pudiéndose observar una cierta pérdida de carbonato hacia este último. En el afloramiento de arroyo Hediondo se presentan intercalaciones turbidíticas muy espaciadas de 5-10 cm de potencia.

En el detalle gran parte del afloramiento se muestra intensamente tectonizado con micropliegues, algunos de los cuales son de tipo kink y estriaciones en las interláminas recristalizadas de calcita.

Los muestreos efectuados, han puesto de manifiesto una secuencia continua desde el Turonense superior-Coniaciense, caracterizada por la asociación microfaunística *Marginotruncana renzi* GANDOLFI, *Marginotruncana sigali* REICHEL y *Dicarinella Schneegansi* SIGAL, hasta el Eoceno inferior, representada por *Globorotalia aragonensis* NUTTALL y *Globorotalia pseudotopi-lensis* SUBBOLINA, correspondiendo la mayor parte de los 350 m de potencia del tramo a los niveles del Maestrichtiense y Paleoceno-Eoceno inferior.

1.2.9. Margas verdosas (12)

En sendos afloramientos localizados a 500 m al SO. del vértice Cazadores (1496 m) y 450 m al S. del Cerro Mina (1389 m), se han encontrado unas margas verdosas con escasos niveles detríticos poco consolidados, cuya microfauna los

ha datado de edad Eoceno-Oligoceno (*Eponides* cf GREIGI, PETT Y GAND, *Stilostotomella nuttalli* CUSHMAN Y TARVIS y *Giroidinoides* cf *girardanus* REUSS).

En el primer caso están pinzadas entre calizas merced a una falla inversa, pero en el segundo reposan sobre las margas y margocalizas rosadas, por lo que en principio tal posición puede ser la original, aunque actualmente el contacto está retocado por fracturas.

1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO. DEPRESION DE GRANADA

Este capítulo comporta los distintos depósitos que acontecen desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario, ya sean sedimentos marinos como continentales.

1.3.1. Tortoniense (13,14,15,16,17, y 18)

Bajo este epígrafe se tratan todos los materiales marinos del Mioceno Superior representados en la Hoja 1025 (Loja).

1.3.1.1. Conglomerados cementados (13)

Este es el tramo más bajo en edad de todo el Mioceno marino de la Hoja.

Consiste en brechas y conglomerados de cantos calizos cuyo tamaño puede exceder los 30 cm de diámetro. El material intersticial que hay entre los cantos puede ser o cemento calizo o matriz calcarenítica.

Estos conglomerados aparecen generalmente asociados a los afloramientos calizos del substrato en los alrededores del pueblo de Alhama de Granada. Buenos ejemplos se pueden observar en los Baños de Alhama y en el barranco de los Pilonos, este último a 1 km de los Baños.

En el afloramiento de los Baños de Alhama se pone de manifiesto la elevada heterometría y desorganización del material conglomerático, que presenta el aspecto de una masa caótica adosada a las irregularidades del substrato que constituyen las calizas de la Dorsal.

En el barranco de los Pilonos se presentan mejor organizados, pudiéndose apreciar incluso la estratificación. En este enclave es frecuente observar como el material conglomerático ha sido colonizado y encostrado por ostreidos de gran talla, que pueden alcanzar en ocasiones los 50 cm.

La presencia de la fauna antes descrita y el hecho de que este material cambie lateralmente a las calcarenitas, que se describirán más adelante, demuestra el carácter marino de estos conglomerados y brechas.

Su estrecha relación con los afloramientos del substrato, hace pensar que en su día se acumularon en relación con éstos, pudiéndose imaginar como altos fondos y áreas emergidas, donde se modelaron acantilados con sus brechas

en el mismo pie (depósitos de rockfall), tal es el caso del afloramiento de los Baños de Alhama. En otras situaciones el material brechoide acumulado, fue retrabajado por la actividad erosiva costera en áreas algo más distales, transformando los elementos angulosos a redondeados y originando los conglomerados que se observan en el barranco de los Pilonés. En episodios de tranquilidad, el potencial biogénico del medio era tan importante, que el fondo era colonizado por organismos tipo ostreidos ya mencionados.

1.3.1.2. *Calcarenitas bioclásticas* (14)

Corresponden bibliográficamente al primer substrato superior miocénico de GONZALEZ-DONOSO (1967) y al miembro inferior calcarenítico de la Formación Quéntar de RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982).

Litológicamente están constituidas por cuarzo poco redondeado, fragmentos de rocas y bioclastos en proporciones muy variables según los puntos. Los bioclastos son esencialmente fragmentos de briozoos, algas rojas, equínidos, lamelibranquios, gasterópodos y ocasionalmente dientes de peces.

Como estructuras sedimentarias presentan, a su base "sets" de estratificación cruzada de gran escala, bidireccional de régimen de flujo alto, ligadas a una importante actividad de corrientes de mareas, y al techo sólo una laminación horizontal en un material de aspecto generalmente masivo.

Aparecen cartográficamente en varios sectores, desconectados entre sí, situados la mayoría de ellos en el extremo inferior de la Hoja.

El afloramiento del río Cacán, a favor del cual el río se ha ecajado profundamente, muestra claramente el carácter solapante de la unidad calcarenítica, sobre un substrato brechificado e intensamente bioturbado por organismos litófagos; aquí la potencia de las calcarenitas se puede estimar en torno a los 80 m.

En Alhama de Granada el afloramiento de calcarenitas se extiende desde el mismo pueblo y hacia el Oeste, hasta las proximidades de Sierra Gorda. Aquí se puede poner de manifiesto como las calcarenitas dan paso lateralmente a los conglomerados y brechas descritas bajo el epígrafe 1.3.1.1. con una tendencia a solapar a éstas y al substrato sobre el que se apoyan.

En estos afloramientos, como el de Pilas Dedil y Llanos de la Dona, las calcarenitas se apoyan directamente sobre las margas y calizas de Sierra Gorda, siendo recubiertas extensamente por depósitos aluviales recientes, que dificultan en gran medida hacer precisiones sobre su naturaleza.

Por último en toda la margen Este del río Salar se arrostrarían varios afloramientos, que se extienden desde las proximidades de Venta Quesada hasta el pueblo de Salar, apoyándose directamente sobre las margas y margocalizas cretácicas de la unidad de Sierra Gorda.

Haciendo una visión general de todos estos sectores donde afloran las calcarenitas, se puede tomar una idea del carácter expansivo de esta unidad sobre los afloramientos del substrato que bordearía la cuenca, como resultado

del evento transgresivo que durante el Tortoniense aconteció en la cuenca marina de la Depresión de Granada.

Se puede constatar, por la distribución de las estructuras sedimentarias antes descritas hacia la base y techo de las calcarenitas, un sensible cambio en la dinámica de la plataforma, producido por los efectos de la conocida fase tectónica intra-Tortoniense, bien puesta de manifiesto en otros puntos de la Cordillera por discordancias angulares muy aparentes.

1.3.1.3. *Lutitas ocre con niveles detriticos (15)*

Término equivalente a la Formación Dúdar de RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982).

Aflora únicamente en los alrededores de Alhama de Granada. No se dispone de buenos cortes por lo que es difícil precisar su potencia.

Se trata de margas y arcillas arenosas de tonos marrones oscuros a ocre, con frecuentes niveles de arenas finas a gruesas laminadas. Cambian lateralmente y hacia la base, con el techo de las calcarenitas (14).

La microfauna suministrada por este material, viene caracterizada por *Globorotalia acostaensis* BLOW, *Globorotalia humerosa* TAKAYANAGI Y SAITO, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina naturalis* BRONNIMANN y *Globorotalia menardi* PARKER, JONS Y BRADEY. La no aparición de *Globorotalia suterae* CATALANO Y SPROVIERI indicaría que estos materiales se formaron en el Tortoniense superior, subzona *Globorotalia humerosa*.

Esta formación, tal y como ha sido definida por el autor antes mencionado, tiene un claro carácter deltáico, con facies conglomeráticas proximales y lutítico arenosas distales. En el área de afloramiento que abarca la Hoja 1025, solo se pueden observar las facies distales, con evidencias de sedimentación turbidítica, por la presencia de ordenaciones en los tramos arenosos, asimilables a secuencias de BOUMA.

Estos materiales en su conjunto, son el producto de la intensa denudación de los relieves emergidos circundantes a la cuenca durante el Tortoniense superior. Como tectofacies se les puede pues, aplicar con propiedad el término molasa.

1.3.1.4. *Margas azuladas (16)*

Término equivalente al miembro margoso de la Formación Quéntar y Formación Dúdar de RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982).

Aparece bien expuesto en ambos márgenes del río Alhama en los entornos de Santa Cruz del Comercio.

Consiste en margas grises oscuras en superficie que en corte fresco adquieren tonalidades azuladas, presentan de forma frecuente cristales de yeso y acumulaciones de óxidos de hierro.

Cambia lateralmente con las lutitas ocreas (15) de forma gradual, pudiendo representar los sedimentos de cuenca más distales, donde no era sensible la influencia terrígeno-turbidítica de las facies proximales de la Formación Dúdar.

Los levigados de estas margas han suministrado fauna similar a la del tramo anteriormente descrito con el que cambia de facies, lo que permite situarnos en el Tortoniense superior.

Estas margas se superponen, en el sector Oeste de la Torre de la Gallina, directamente sobre las calcarenitas (14), sin que aparezcan las lutitas ocreas (15). Este hecho da idea de un lado, del carácter arenalmente restringido del término 15, que siempre guardaría relación con los abanicos destálicos sugeridos por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) y de otro de la naturaleza expansiva del tramo de margas azuladas, que presentarían cierta tendencia a ocupar toda el área de sedimentación de la cuenca, tanto espacial como temporalmente.

1.3.1.5. *Calizas bioclásticas oquerosas (17)*

Afloran en puntos muy localizados únicamente en la margen Este del río Salar, en las proximidades del km 20 de la carretera de Alhama de Granada a Salar. Reposan directamente sobre las margas anteriormente descritas (16)

Este término no ha sido descrito con anterioridad, por lo que no tiene equivalencia con alguno de los materiales bibliográficamente conocidos en el ámbito de la Hoja.

Aunque se ha definido litológicamente como calizas bioclásticas, en realidad se trata de un tramo basal de 5 m de limos cementados al que se superpone un paquete de 3 m de calizas bioclásticas.

Los limos basales presentan coloraciones amarillentas en su conjunto, biotubación en galerías de uno o más cms de diámetro y un contenido en conchas marinas y cementación creciente a techo. El tránsito a las calizas se efectúa de forma gradual, con un progresivo incremento de carbonatos y una sensible disminución de los elementos detríticos a techo.

La asociación faunística que presentan los limos consiste en *borchis sp*, *elphidium sp*, *anmonia sp*, miliolidae, ostrácodos y gasterópodos, fauna generalmente escasa y mal conservada. Biofacies típica de ambientes marinos muy someros.

Las calizas, vistas al microscopio, se presentan como calcarenitas con muy poca micrita entre las que abundan restos de gasterópodos, miliólidos, algas rojas y fragmentos de lamelibranchios de concha lixiviada, de las que habitualmente sólo se presentan moldes internos.

1.3.1.6. *Yesos (selenítico y balatino) con lutitas (18)*

Término equivalente a la "Unidad Evaporítica Inferior" de DABRIO Y MARTIN (1981).

Aflora únicamente en el sector suroriental de la Hoja.

Litológicamente constituido por niveles de yeso y margas ordenados en secuencias decimétricas; en las que de muro a techo se encuentran lutitas y/o carbonatos, yeso balatino finamente laminado y yeso selenítico. Frecuentemente pueden aparecer en estas secuencias niveles de yeso alabastro.

DABRIO et al. (1982) interpretan estas secuencias como propias de un medio marino poco profundo, con progresivo incremento de la salinidad.

El intervalo inferior de la secuencia sería el sedimento propio de bajas condiciones de salinidad. El progresivo incremento de ésta, produce la nucleación y generación de pequeños cristales de yeso en la superficie y seno del agua, que caerían gravitatoriamente y serían acumulados en el fondo, originando el nivel de yeso balatino finamente laminado. En condiciones más extremas de concentración salina, se produciría la nucleación y crecimiento de grandes cristales en el propio sedimento, dando lugar al intervalo de yeso selenítico.

La aparición de yeso alabastro guarda, según DABRIO y MARTIN (1981), relación con procesos diagenéticos. Estos serían los responsables de la transformación del yeso selenítico a anhidrita por nodulización progresiva, producida posiblemente por el aumento de presión y cambio de las condiciones físico-químicas durante el enterramiento. El cambio de anhidrita a alabastro debió producirse, según la opinión de estos autores, en una etapa más tardía, por exhumación de las rocas evaporíticas.

El carácter marino de estos materiales es un punto cuestionable en las actualidad. Según se desprende de los trabajos de DABRIO Y MARTIN (1981), y DABRIO, MARTIN y MEGIAS (1982), la "Unidad Evaporítica Inferior" es claramente marina tanto por criterios sedimentológicos como tectoestratigráficos. A techo de esta unidad se encontraría una importante ruptura (intra-Messiniense), producida por la continentalización definitiva de la Depresión de Granada.

RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) sitúa en el Turolense (escala continental), los materiales yesíferos suprayacentes a las margas marinas del Tortonense superior (16).

ROUCHY (1976), ROUCHY Y PIERRE (1979) (in RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982)) consideran por criterios isotópicos, que esta unidad es continental depositada en un medio lacustre con clara influencia de los materiales yesíferos del Triás de facies Keuper. La microfauna marina presente, entre los niveles de yeso selenítico, la interpretan como resedimentada en su totalidad.

MARTIN, ORTEGA Y TORRES (1984) establecen una relación lateral entre los yesos seleníticos y los estromatolitos mineralizados de Escúzar. Estos estromatolitos (algas tipo scytonema) se habrían generado en las áreas litorales poco salinas de un mar con fuerte salinidad, áreas en las que habría un importante flujo de agua dulce proveniente de los macizos circundantes. El estroncio fijado en los estromatolitos, tendría un origen en la propia agua marina (principal fuente actual de estroncio).

Algunas de las muestras levigadas contienen una microfauna de foraminíferos planctónicos muy escasa, mientras que otras son azoicas. Entre los elementos identificados, conviene destacar la presencia, desde la más baja, de

Turborotalia humerosa (TAK Y SAITO), lo que indicaría una edad Tortonense superior o más reciente; dado que el enrollamiento de las *Turborotalias* de ese grupo es predominantemente sinistrorso, se puede eliminar la parte baja de Tortonense superior y el Messinense superior.

De acuerdo con lo expuesto, la edad de la serie podría situarse en el intervalo Tortonense superior parte alta-Messinense inferior.

No obstante la presencia de yesos podría hacer pensar, mediante una correlación litológica con las series almerienses, que la parte baja de la serie estudiada, sin yeso, se localizaría hacia el límite Messinense inferior Messinense superior y la parte alta, con yeso, al Messinense superior no basal. Ahora bien, ninguna de las series marinas miocénicas de la Depresión de Granada ha suministrado organismos característicos del Messinense, (tales como *Globorotalia mediterranea* CATA. y SPROV. o *Globigerinoides elongatus* D'ORB., por lo que parece más razonable admitir que la sedimentación evaporítica comenzó antes en la Depresión de Granada, incluso durante el Tortonense superior.

Por todo ello hemos asignado la serie al Tortonense superior, parte alta, añadiendo ¿Messinense? con todo tipo de reservas.

El hecho de que esta unidad yesífera ocupe una posición lateral equivalente a las margas azules marinas (16), ya que el nivel suprayacente a ambas (19), de gran continuidad cartográfica nos puede servir de referencia, nos hace inclinarnos a considerar, amén de la asociación faunística antes descrita, que nos encontramos ante los materiales marinos más recientes de la Depresión de Granada.

Estos debieron depositarse en áreas más someras que las margas azules, allí donde el incremento de la salinidad fuera más importante y donde fueran sensibles, de modo más directo, las oscilaciones del nivel del mar, y en consecuencia las variaciones de salinidad, para originar las secuencias lutitas y/o carbonato-yeso balatino-yeso selenítico.

1.3.2. Turolense Superior (19,20,21,22, y 23)

1.3.2.1. Lutitas ocre y azuladas con intercalaciones de calizas y areniscas (19)

Corresponden a las lutitas oscuras de Cacín en el sentido de DABRIO et al. (1982).

Una buena sección de éstas, se puede observar al Norte de Cacín, en la margen oriental del río del mismo nombre. En esta localidad se apoyan paraconformemente sobre los yesos (18). En el valle del río Alhama, entre este pueblo y Santa Cruz del Comercio, lo hacen sobre las margas marinas del Tortonense superior (10).

Se trata de un conjunto litológico esencialmente constituido por lutitas verdes, marrones y grises oscuras muy plásticas, que intercalan de forma ocasional niveles detríticos de 5 cm a 1 m de potencia. En otros sectores los niveles que presentan estas lutitas son calizas laminadas que no sobrepasan los 10 cm de potencia.

Las lutitas no presentan estratificación apreciable, sólo una homogénea laminación de color.

Los niveles detríticos, de rápido acuñamiento lateral, presentan granulometrías entre arena fina y microconglomerado. En éstos es posible observar secuencias de BOUMA incompletas tipo a,b, y a,b,c. Lo más frecuente es encontrar la primera con un intervalo granoclasificado con cantos blandos que a techo presenta laminación horizontal, el intervalo de ripples es menos habitual, cuando aparece son frecuentes entre las láminas acumulaciones de óxidos de hierro y pintas de carbón.

En ciertas ocasiones estos niveles detríticos están constituidos mayoritariamente, en su fracción arena por yeso detrítico (gipsarenitas).

Más puntualmente aparecen, de un lado lechos decimétricos de yeso, a su base microgranudo y a techo de aspecto selenítico, y de otro niveles de arenas muy finas y limos con laminación cruzada asimilable a estructuras de tipo Hummocky.

Los levigados efectuados en estas lutitas, muestran una importante mezcla de fauna resedimentada del Cretácico, Paleógeno y Mioceno Superior, tanto en foraminíferos planctónicos como en nannoplacton, así como fauna de agua dulce: Ostracodos, Characeas y *Elphydium* sp. Esto ha impedido hacer precisiones sobre la edad de estos materiales.

En su conjunto este término tiene sus equivalentes en otros puntos de la Depresión de Granada. De un lado las "turbiditas de la Malá" y de otro los "Limos de Cenes-Jun", situados ambos en un contexto ya claramente continental en el relleno de la Depresión.

La continentalización de la Cuenca en este sector queda reflejada por estos materiales, depositados en un lugar en el que eran frecuentes los influjos turbidíticos de carácter puntual, provenientes tanto de los relieves Béticos y Subbéticos, como de la removilización de la unidad infrayacente (yesos seleníticos). Los sedimentos propiamente autóctonos del lago, los constituirían las lutitas laminadas, depositadas por asentamiento del material en suspensión. En etapas de incremento de salinidad tendrían lugar la formación de los niveles calizos y evaporíticos.

1.3.2.2. *Lutitas con intercalaciones conglomeráticas (20)*

Término equivalente lateralmente al anterior, con el que cambia de facies de forma gradual.

Aflora en el sector NO de Santa Cruz del Comercio.

No se dispone de buenos cortes de estos materiales, por lo que es difícil establecer con detalle sus características sedimentológicas. En conjunto se parece mucho en el aspecto superficial del afloramiento, a las lutitas descritas anteriormente (19), sin embargo resalta el gran contenido en elementos conglomeráticos.

Estos conglomerados, que deberían presentarse como niveles más o menos

discontinuos en la masa lutítica, tienen un tamaño medio en torno a los 5 cm. Su naturaleza es claramente subbética (calizas, margas y margocalizas de Sierra Gorda). Es frecuente encontrar también fragmentos de nummulites, sílex y ocasionalmente pequeños granos de cuarzo.

Como característica interesante a destacar en estos conglomerados, es la sistemática aparición de cantos estriados tectónicamente y marcas de presión, similares a los descritos por ESTEVEZ Y SANNZ DE GALDEANO (1982) en otros puntos de la Depresión de Granada y de Guadix-Baza.

Este término representa las facies proximales del anterior (19) en el sector Occidental (borde de Sierra Gorda) del lago que en su día debió ocupar gran parte de la Depresión de Granada.

1.3.2.3. Yesos laminados con lutitas (21)

Equivale a la "Unidad Evaporítica Superior" de DABRIO Y MARTIN (1981).

Aflora en todos los cortes naturales de los ríos Salar, Alhama y Cacin, desde el extremo meridional de la Hoja hasta el paralelo del Turro.

Constituye un nivel característico con gran representación cartográfica a nivel de toda la Depresión de Granada.

Se trata de una alternancia centimétrica de niveles de yeso con lutitas y ocasionalmente láminas de carbonato. Los yesos se presentan en pequeños elementos cristalinos milimétricos empastados en una masa lutítica margosa minoritaria. Los intervalos lutíticos, de tonos grises, muestran una fina laminación paralela debilmente ondulada en detalle.

DABRIO et al. (1982) muestran que estos materiales se encuentran ordenados en secuencias turbidíticas en las que el yeso es el componente clástico, con granoclasificación y laminaciones (intervalos a, b y c de BOUMA) y las lutitas serían el intervalo "pelágico" (e).

En base a nuestras observaciones, tales secuencias turbidíticas son difíciles de establecer, por lo que la interpretación dada a esta alternancia yeso-lutita, difiere un tanto de la de estos autores.

A nuestro juicio, el intervalo de yeso en pequeños elementos milimétricos, bien cristalizados, se habría generado por nucleación y crecimiento en el seno del sedimento que los envuelve bajo condiciones de elevada salinidad del agua.

La entrada de agua dulce al lago provocaría de un lado una disminución en la concentración en sales y por lo tanto el cese de la nucleación evaporítica, y de otro el aporte de los elementos finos que originarían por asentamiento el depósito del material lutítico, variaciones minoritarias en las condiciones físico-químicas del agua serían las responsables de la aparición de la fina laminación en estas lutitas.

La periodicidad en la aparición de estas alternancias, estaría controlada esencialmente por variaciones climáticas a nivel general.

Es lógico pensar, dada la extensa y homogénea distribución de estas alternancias yeso-lutita a nivel de la cuenca, que el factor que las controlase no fuese de índole turbidítica, sino que en realidad se debiese a factores

esencialmente climáticos, con periódicas variaciones del nivel del lago en toda su extensión.

1.3.2.4. *Margas y margocalizas con niveles de lignito, ocasionalmente brechas calcáreas (22)*

Aparecen bien representadas en el afloramiento de Castillo de Tajarja; se trata, en este caso, de una sucesión donde dominan margas grises, verdes y marrones oscuras, con niveles arcillosos enriquecidos en materia orgánica.

En otros puntos este término está constituido por margas y margocalizas de colores blancos y grises claros entre los que son frecuentes algunos niveles e hiladas de lignito. Asociados a éstos, se presenta una característica fauna de gasterópodos lacustres.

De forma habitual aparecen en estas últimas facies más margocalizas, niveles brechoides de calizas donde los cantos de éstos, fuertemente angulosos, se encuentran envueltos en las propias margocalizas y margas blancas. Estos últimos niveles brechoides cuando afloran en superficie se disgregan fácilmente, dando un aspecto muy derrubiado al afloramiento.

1.3.2.5. *Calizas y margocalizas con gasterópodos. Brechas Calcáreas (23)*

Estos materiales ocupan estratigráficamente una posición suprayacente a los anteriores, si bien se tienen evidencias de que se produce un cambio lateral tanto por indentaciones más o menos netas, como gradualmente entre ambos.

Litológicamente están constituidos mayoritariamente por calizas micríticas grises muy compactas y bien estratificadas con gasterópodos y pintas de carbón, entre las que son frecuentes las intercalaciones de margocalizas blancas; cuando dominan estas últimas, la diferenciación en los materiales anteriores (22) es difícil de establecer.

Igual que en el anterior caso, son frecuentes los niveles de calizas brechoides y de aspecto noduloso. Estas, por su carácter, presentan evidencias de haber sufrido movimientos sinsedimentarios, repuesta de una inestabilidad en la cuenca lacustre.

Estas calizas presentan unas facies muy similares a las conocidas como "calizas de Páramos" de edad Pontiense.

Corresponderían a una sedimentación lacustre de agua dulce, puesta de manifiesto por la presencia de gasterópodos y por la ausencia de cualquier evidencia de simentación evaporítica. En este lago se localizarían sectores con sedimentación palustre, que de un lado dieron lugar a la aparición de facies de arcillas negras carbonosas y lignito, y de otro, proporcionaron el material que en zonas más profundas, facies calizas, se presentan como pintas de carbón resedimentado.

1.3.3. Turolense superior-Pleistoceno (24, 25, 26, 27, 28)

Constituye la unidad litoestratigráfica de importancia más reciente en el relleno continental de la Depresión de Granada. Aflora extensamente en todo el sector norte de la Hoja.

Está constituida por varios conjuntos litológicos, fluviales, lacustres y de transición entre ambos, que cambian de facies de forma compleja entre sí; cambio que se realiza de forma habitual mediante indentaciones netas y muy extensas.

Su base está datada como Turolense superior por la presencia de restos de molares de *Hipparion gromovae granatense*, hallazgo efectuado en la vertiente septentrional del Cerro Limones, perteneciente a la vecina Hoja de Montefrío. Una importante fase erosiva, con karstificación, edafización y resedimentación de las unidades infrayacentes, junto con el rango de su distribución areal, nos permite definirla como una unidad tectosedimentaria de rango cuencal.

1.3.3.1. Conglomerados y arenas canalizadas. "Conglomerados de Moraleda" (25)

Aparecen bien representados en los cortes naturales del Valle del río Cacín, en el sector comprendido entre el Turro y Moraleda de Zafayona.

Se trata de una secuencia estratigráfica en la que se suceden tres importantes tramos conglomeráticos separados por episodios arenosolútíficos. Los conglomerados, que dominan ampliamente sobre las facies finas, están constituidos por cantos cuyo tamaño no suele exceder de 15 cm. de diámetro. Su naturaleza, de un lado esquistos y mármoles, y de otro calizas lacustres, indica la procedencia de los relieves béticos de Sierra Tejeda y Almirajara, y del tramo lacustre infrayacente de "calizas de Páramos", respectivamente.

Las variaciones en la granulometría y ordenamiento interno de los conglomerados, permiten establecer de forma habitual secuencias positivas o energético decrecientes a techo. El modelo más completo de éstas, comportaría una sucesión de muro a techo, de las siguientes facies sedimentológicas: (*Gms*) - *Gm / Sh* - *Gt* - *St* - *Fl* (nomenclatura según MIALL (1977 y 1978), y RUST (1978). Esta sería una secuencia típica de implantación y progresivo relleno de un canal, con una primera fase de conglomerados desorganizados muy heterométricos - *Gms* -, interpretable como depósitos de *debris-flow*. A ésta sucedería una etapa de migración de barras longitudinales, gravas y conglomerados masivos o con estratificación de bajo ángulo, y arenas con laminación horizontal -*Gm / Sh*-. El relleno del canal continuaría con gravas *clast-supported* con estratificación cruzada en artesa - *Gt* -, producidas por la migración de dunas o rellenos de canales secundarios. Como reflejo del continuo decrecimiento energético en el canal, aparecen arenas con estratificación

cruzada en artesa - *St* -, íntimamente ligadas a las anteriores. La última etapa la constituyen arenas y limos con fina laminación y pequeños *ripples* - *Fl* - interpretables como depósitos de *overbank*.

A partir del análisis de las secuencias, se propone para los "Conglomerado de Moraleda" un modelo fluvial tipo *braided*, donde el cauce permanece con la misma posición largo tiempo.

La orientación y sentido deducidos a partir de las secciones de los canales principales para el sistema fluvial que dio lugar a los "conglomerados de Moraleda" es aproximadamente de SE. a NO. Es de destacar el hecho de que coincida ésta con el trazado del río Cacán, lo que nos hace pensar en una similitud paleogeográfica del paleovalle fluvial con la actualidad.

1.3.3.2. *Limos blancos arenas y niveles conglomeraticos (26)*

Este conjunto litológico está constituido mayoritariamente por gravas, arenas y limos blanco-amarillentos, ordenados en secuencias granodecrecientes a techo. Ocasionalmente éstos acaban con carbonatos edáficos, o presentan lentes conglomeráticas tipo "Moraleda".

Este conjunto se presenta bien expuesto al E. de Moraleda de Zafayona, entre esta localidad y el vértice Cruz (683) y al N. de Moraleda, extendiéndose hasta las proximidades de Salar.

La relación lateral con los bancos conglomeráticos canalizados de Moraleda - El Turro (25), se puede apreciar bien en el escarpe del río Alhama, 1 Km antes de su confluencia con el río Cacán. En este punto se pone de manifiesto un acuñamiento de los Canales conglomeráticos y una disminución granulométrica y energética en las estructuras sedimentarias.

La abundancia de facies limosas con frecuentes laminaciones de régimen de flujo bajo, el color blanco - amarillento, los carbonatos edáficos a techo de secuencias, y las evidencias de procesos de hidromorfismo propio de un ambiente reductor (óxidos de hierro), hace pensar que el depósito ha tenido lugar en una llanura de inundación donde el nivel freático se situaba frecuente por encima del suelo. Una llanura continuamente inundada tipo *backwamp*.

En esta llanura de inundación penetrarían canales secundarios con paleocorrientes perpendiculares u oblicuas al trazado de los "Conglomerados de Moraleda". Estos canales están constituidos por gravas, arenas y limos, y dan muestras de unas condiciones energético decrecientes a techo, tanto por su reducción granulométrica en la vertical, como por la sucesión de estructuras habidas (de *cross - bedding* a la base a *cross - lamination* a techo).

1.3.3.3. *Arcillas y limos rojos con niveles conglomeráticos (24)*

Aparecen bien representados, de un lado en la esquina NE. de la Hoja y de otro en todo el sector que abarca desde Moraleda de Zafayona a Salar.

Litológicamente presentan cierta similitud con los materiales antes descri-

tos, si bien destaca ampliamente en el paisaje su coloración rojiza.

Las secuencias sedimentológicas siempre positivas van de gravas y arenas a limos y arcillas rojas con frecuente disyunción prismática, bioturbación y nódulos de carbonatos edáficos a techo.

El modelo sedimentario propuesto, es de llanura de inundación frecuentemente en situación subaérea, donde se producen de forma mayoritaria procesos de rubefacción del sedimento expuesto a las condiciones climáticas exteriores. Al igual que el caso anterior, la presencia de bancos conglomeráticos de rápido acuñamiento lateral, indicaría la alimentación de esta llanura por canales secundarios.

Estos depósitos fluviales con llanura de inundación subaérea, se presentan siempre íntimamente asociados a los anteriores. En un caso ocupan una posición infrayacente (sector NE. de la Hoja). En el otro, entre Moraleda de Zafayona y Salar, la relación entre ambas es compleja, consistente en indentaciones muy extensas que en ocasiones pueden ocupar una banda de cambio lateral de dos Kms. de anchura. La separación cartográfica de ambos conjuntos, para este último caso, se ha efectuado, separando el mayor dominio de uno y otro, a ambos lados del contacto.

1.3.3.4. *Margas y calizas claras (27)*

Se trata de un conjunto en el que, a diferencia del anterior, hacen aparición de forma frecuente rocas de precipitación química, margas, margocalizas, calizas micríticas con gasterópodos, oncolíticas y travertínicas, y puntualmente también arcillas negras y lignitos.

Este conjunto se presenta bien expuesto al N. y NNE. de Salar.

Sedimentológicamente se puede establecer como más representativa la secuencia: limo o arena laminada gris, calcilita blanca-marga, margocaliza y caliza a techo. Siempre con una manifiesta tendencia a hacerse carbonato -creciente a techo, aunque falten algunos de los tipos litológicos mencionados. El término más detrítico basal, puede estar constituido por fragmentos de travertinos y oncolitos, y en ocasiones llegar a granulometrías tipo conglomerado medio (10 cm).

La aparición puntual de lignito y facies carbonosas a techo de las secuencias hacen pensar, junto con la tendencia a incrementar el porcentaje de carbonato, en secuencias de somerización a techo. Secuencias típicas de un lago con escasa lámina de agua que se desecaba periódicamente.

Las indentaciones de niveles arcillosos rojos, con evidencias de edafización propias de los materiales descritos bajo el término 24, nos indican cambios medioambientales de importancia, donde el lago sería ocupado por las periódicas reactivaciones del sistema fluvial que alimentaba la cuenca.

Como síntesis se puede pensar en un lago muy somero extremadamente fluctuante, en el que puntualmente se generaban áreas de carácter palustre y donde se hacía sensible la influencia de los sistemas fluviales adyacentes.

1.3.3.5. *Calizas oncolíticas (28)*

Se ha separado este término, aunque podría se incluido en el anterior epígrafe, por ser un nivel que característicamente se presenta en muchos punto en la parte somital de la serie pleistocena. Aparece bien representado en el sector nororiental de la Depresión de Granada y en el sector occidental que ahora nos ocupa. Su posición estratigráfica es claramente correlacionable.

En la Hoja de Loja (1025) se presenta en varios afloramientos dispersos entresalar y Loja, apoyándose sobre materiales fluviales con llanura de inundación subaérea.

Se trata de unas margocalizas y calizas margosas blancas y de aspecto terroso, en las que los componentes dominantes son fragmentos de travertinos y oncolitos, cuyo diámetro puede variar desde milímetros hasta 10 cm. A estas pueden acompañar margas y calizas grises con gasterópodos.

1.3.4. **Pleistoceno - Holoceno (29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38)**

1.3.4.1. *Conglomerados y arcillas (29)*

Se trata de una unidad arealmente muy homogénea en sus facies, que se superpone de forma indiferente sobre los términos 24, 25, 26 y 27 descritos con anterioridad.

Su carácter es exclusivamente fluvial. Consta de conglomerados, arenas y arcillas rojas ordenados en secuencias positivas, típicas de implantación y sucesivo relleno de canales, que continuamente cambian de posición. Se podría imaginar una red fluvial ampliamente divagante que tendía a rellenar homogéneamente toda una gran extensión. Frecuentes episodios de formación de suelos, bien visibles en numerosos puntos del carril del Canal del Cacín, al SE. de Moraleda, dan esa típica coloración roja al material en su conjunto.

Dada la naturaleza expansiva de esta unidad sobre las infrayacentes y el cambio brusco de sus facies en la vertical con éstas, podemos situar una ruptura de importancia a su base, correspondiente a un evento erosivo que en su día tendía a regularizar la topografía de los materiales basales (sistemas fluviales de Moraleda y facies laterales).

1.3.4.2. *Arcillas rojas con costras calcáreas (30)*

Se trata de un nivel típicamente residual resultado de una alteración edáfica intensa de la formación detrítica preexistente, que correspondería a la fase terminal de la secuencia aluvial iniciada con los conglomerados y arcillas del nivel 29 infrayacente. Los niveles de encostramiento, discontinuos, pertenecerían a un episodio de aridización que culmina en el nivel superior, denominado de

glacis. Su espesor es variable, disminuyendo de sur a norte y biselado por el nivel de glacis.

Las costras calcáreas se presentan en detalle como niveles discontinuos de caliza muy porosa, poco densa. Como rasgo textural más típico destaca el fino bandeado de color, de aspecto ondulado.

1.3.4.3. *Glacis (31)*

Aunque los dos niveles anteriores (29 y 30), junto con el nivel erosivo que se sitúa por debajo de ellos, podría incluirse en un ciclo morfogénico originador de un glacis, hemos reservado este nombre para el nivel de encostramiento somital que da lugar a una superficie topográfica regular y suavemente inclinada que corresponde a la definición morfológica de glacis.

1.3.4.4. *Brechas Cementadas (32)*

Aparecen bien representadas en el extremo noroccidental de la Hoja, al pie de las calizas de Sierra Gorda.

Se trataría de unos depósitos de vertiente antiguos constituidos esencialmente por bloque angulosos muy cementados y con escasa matriz fina. El tamaño medio de los cantos oscila entre 7 y 10 cm, no sobrepasando éstos los 20 cms como máximo.

Actualmente se presentan colgados por ser contados por la reciente dinámica de vertientes asociada a la red fluvial actual.

1.3.4.5. *Conos de deyección (33)*

Son formas poco representadas en el ámbito de la Hoja. Un buen ejemplo se puede observar al Sur del Polje de los Llanos de la Dona. Este tiene forma cónica y débil pendiente (5°) y está constituido mayoritariamente por elementos finos con algunos cantos dispersos. Su ápice tiende a coincidir con la fractura Sur del Polje y presentan evidencias de un funcionamiento activo actualmente, posiblemente ligado al movimiento de tal fractura.

1.3.4.6. *Dépositos de ladera y derrubios en general (34)*

Hemos incluido en este apartado todos aquellos depósitos, con un origen local, evolucionados a partir del relieve dominante en cada ladera. Su litología va estrechamente ligada, por tanto, a la de estos relieves, pudiendo conservar su estructura sedimentaria original únicamente en los casos de movimiento rotacionales en grandes paquetes (zona de Moraleda de Zafayona) y se

reestructuran en forma de coladas en todos los demás movimientos (ver punto 3.2.3. Dinámica de vertientes), con estructuras típicas de solifluxión y / o reptación.

Los escasos taludes constituidos por derrubios de gravedad simple, localizados al pie de escarpes calizos en el macizo de Sierra Gorda, constituyen los característicos canchales, con bloques angulosos de caliza.

1.3.4.7. *Arcillas de descalcificación (35)*

Se trata de los materiales que rellenan el fondo de las depresiones kársticas cerradas, constituidos por los depósitos residuales resultantes de la descalcificación de las rocas calcáreas que los contienen. Según el grado de evolución pueden dar la típica "terra rossa", conservando normalmente fragmentos subangulosos dispersos de la roca encajante, inmersos en una formación arcillosa, limosa y / o arenosa, dependiendo de la fracción detrítica incluida originalmente en la caliza.

Ocupan el fondo de más del 50% de las dolinas y pequeñas depresiones kársticas de Sierra Gorda, aunque sus dimensiones no las hacen representables a E. 1 / 50.000. Sólo se han cartografiado aquellas acumulaciones que ocupan de forma continua el fondo de grandes depresiones tipo uvala o polje, encontrándose esparcidas por todo el macizo.

1.3.4.8. *Travertinos (36)*

Aparecen únicamente representados en el corte natural del río Genil a su paso por Loja. Están asociados a actuales surgencias y constan mayoritariamente de restos vegetales recubiertos por calcita, a menudo redepositados, y niveles detríticos tamaño arena o grava.

1.3.4.9. *Arcillas de fondo de valle (37)*

Acumulaciones de origen coluvial que por ausencia del curso fluvial que las transporta, quedan rellorando fondos de vaguadas y amplias depresiones abiertas. Su litología depende absolutamente de las de los relieves dominantes, aunque el tipo de transporte condiciona en gran manera la selección del material. La arroyada difusa, o en pequeños cursos ("rills"), hace que los ejes de las vaguadas y centros de las depresiones tengan materiales predominantemente finos, con escasos fragmentos subrodados de tamaño grava como máximo.

Las mayores acumulaciones de este tipo, las encontramos en los poljes terciarios exhumados de Llanos de la Dona y Pilas Dedil, y en las vaguadas del barranco de Ochichar, en la parte suroriental de la Hoja.

1.3.4.10. Aluvial y terrazas aluviales (38)

Los ejes de las arterias fluviales principales están tapizados por los materiales que transporta el río dependiendo su naturaleza de la cuenca que drenan. Así mientras la cuenca del Arroyo del Salar se circunscribe a la zona de la Hoja, incluyendo en sus aluviones materiales únicamente del Subbético Interno, Dorsal Bética y Depresión de Granada, las cuencas de los ríos Genil, Cacín y Alhama proceden de las Zonas Internas Béticas, y sus aluviones así lo reflejan.

La parte superior de las formaciones aluviales está constituida generalmente por limos y arenas de decantación de lecho de inundación, aunque el cuerpo sedimentario aluvial está constituido por niveles de gravas muy rodadas en el caso del Genil, y poco rodadas a subrodadas en los casos del Cacín, Alhama y Salar, intercalados con niveles arenosos, e incluso lutíticos.

2. TECTONICA

En la Hoja de Loja se sitúa el contacto entre las Zonas Internas y Externas, pero este no es visible al estar oculto bajo los materiales neógenos de la Depresión de Granada.

Desde el punto de vista tectónico, en esta Hoja caben destacar cuatro unidades estructurales que son las siguientes: Complejo Alpujárride, Complejo Dorsaliano, Subbético Interno y Depresión de Granada.

2.1. TECTONICA DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE

Sus materiales están afectados por un metamorfismo regional polifásico. Este metamorfismo produce una recristalización generalizada en las dolomías, mientras que las pelitas se transforman en micaesquistos.

Generalmente en los micaesquistos, se observa de "visu" una esquistosidad de flujo (S_1) que es prácticamente paralela a las superficies de estratificación (S_0). Al microscopio se comprueba que no hay ninguna esquistosidad anterior a (S_1). Esta etapa alcanza un grano de metamorfismo medio.

En ocasiones se ve un microplegado de la (S_1) y en consecuencia de la (S_0) que produce una esquistosidad de fractura algo espaciada (S_2), reorientando parcialmente a las micas. Los ejes de los pliegues mayores que generan esta esquistosidad tienen una dirección N150°E.

Finalmente este conjunto está afectado por otra fase tectónica que produce un plegamiento suavemente ondulado, con pliegues es aproximadamente N10°E.

En la zona objeto de estudio, no hay evidencias claras que permitan relacionar estas fases tectónicas, o al menos alguna de ellas, con el Orógeno Hercínico.

2.2. TECTONICA DEL COMPLEJO DORSALIANO

El afloramiento de los Baños de Alhama, representativo de este Complejo, se presenta como una estructura monoclinall buzante al N., de dirección aproximada N60°E.

La presencia de series liásicas a ambos lados de la estructura que configura el afloramiento de los Baños, permite deducir un anticlinal con vergencia sur.

En el barranco de los Pilonos los materiales aflorantes configuran un amplio anticlinal de flancos suaves cuyo plano axial también buza al Norte.

Estas estructuras suelen acompañar a los retrocabalgamientos (cabalgamientos de sentido sur) a nivel de Cordillera, por lo que presumiblemente en este sector, la Zona Dorsaliana esté cabalgando al Complejo Alpujarride o quizás al Maláguide, aunque este último no llega a aflorar.

2.3. TECTONICA DEL SUBBETICO INTERNO

En conjunto, Sierra Gorda representa a grandes rasgos un gran domo elongado según la dirección N-S, que es el resultado de la superposición de dos fases tectónicas que originan pliegues de dirección N150°E y N30°-50°E.

La primera fase la constituyen pliegues anticlinales asimétricos vergentes al SO, cuyos flancos normales son de orden kilométrico y los invertidos son mucho menores y de tamaño hectométrico. Los núcleos de los sinclinales se localizan en las inmediaciones del río Salar, Cerro Castillo (1061), parte somital de Sierra Gorda y arroyo Hediondo. En estos tres últimos lugares el flanco normal está despegado según una falla inversa, observándose en la zona somital, como aumenta el salto hacia el Sur, hasta superponerse los dos flancos normales del pliegue. En este caso el accidente es reconocible por encontrar pinzamientos de los materiales del núcleo del sinclinal bajo la superficie de fractura.

Cabe destacar la coincidencia de directrices observadas entre estos pliegues y el microplegado que presentan los micaesquistos alpujarrides.

La segunda etapa de deformación que afecta a Sierra Gorda, confiere pliegues abiertos de dirección N30°-50°E, bien representados en su extremo septentrional, donde la buena estratificación de las calizas con sílex los hace patentes. En el sector central y meridional la estratificación en general queda desdibujada bajo los procesos de karstificación.

Las relaciones del Subbético Interno con los demás dominios colindantes (Subbético Medio al Norte y Zona Circumbética al Sur), no son visibles en esta Hoja al estar cubiertos por materiales recientes. En la vecina Hoja de Archidona (1024) existen series asimilables al Subbético Medio (escama inferior de la Sierra de Gibalto), que estarían en posición retrasada respecto a Sierra Gorda, lo que infiere que ésta la está cabalgando, con una translación relativa hacia el Norte.

2.4. TECTONICA DE LA DEPRESION DE GRANADA

Los sedimentos neógenos y cuaternarios aflorantes en la Hoja de Loja, muestran en menor grado que otros sectores de la Depresión, los efectos de la tectónica reciente.

Estos se reducen a la aparición de facies conglomeráticas de borde durante el Tortoniense y Turolense superior respectivamente (tramos 15 y 20) y a signos de inestabilidad en la cuenca, que se han traducido en la formación de *slumping* y brechas intraformacionales en las calizas con gasterópodos de esa última edad y discordancias, entre las que destaca la que separa las facies lacustres del Turolense superior (tramos 22 y 23) del aparato fluvio - lacustre del Mioceno terminal - Pleistoceno (tramos 24 al 28).

Por último cabe indicar que existe una espaciada fracturación de tipo distensivo que se pueden agrupar en tres familias, E - O, N - 110° - 130°E y N - 50° - 60° - E. Con una mayor o menor desviación, estos tres juegos también son distinguibles en el resto de la Depresión.

3. GEOMORFOLOGIA

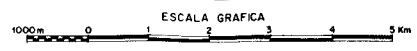
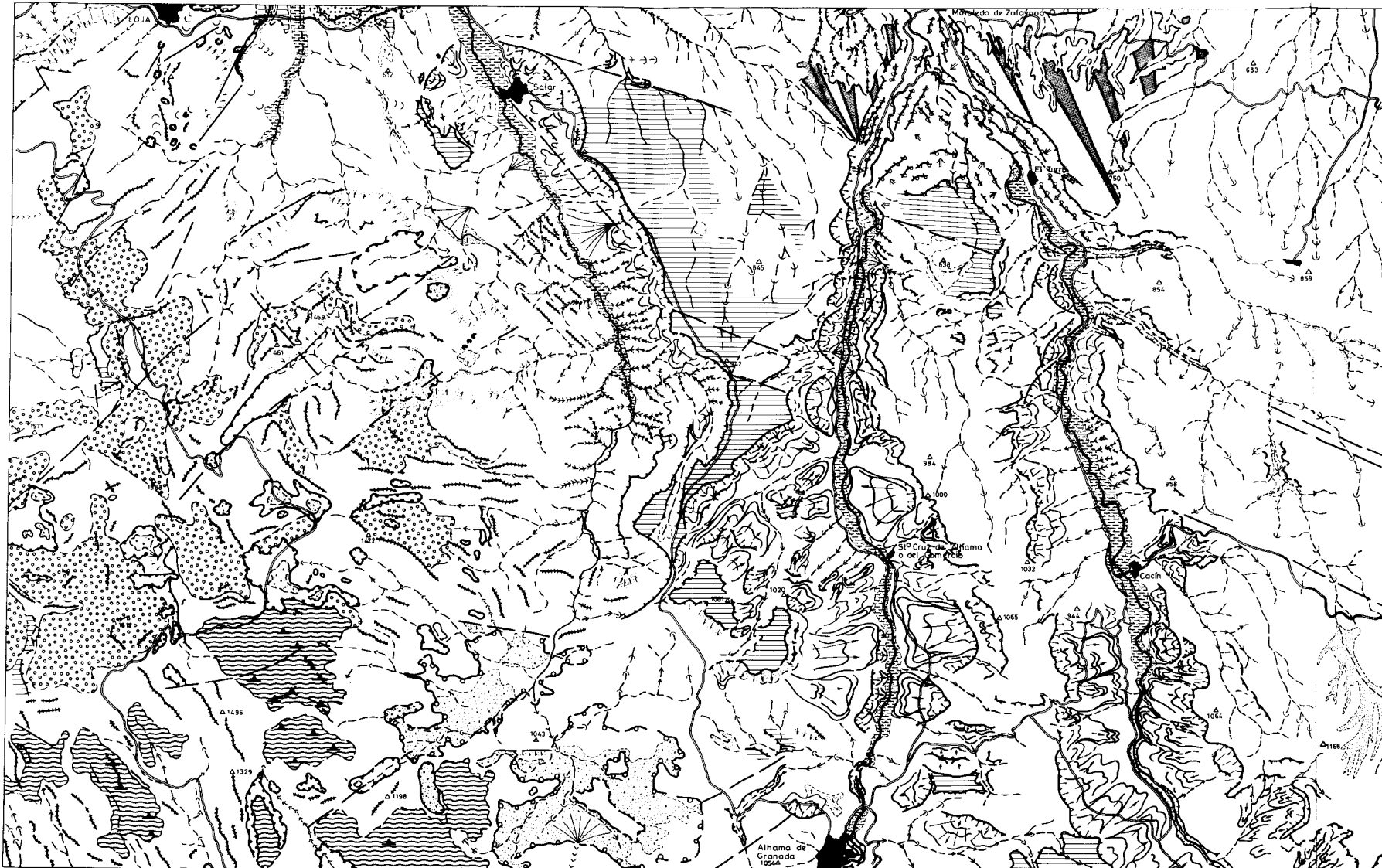
El plano adjunto representa la geomorfología de la Hoja a escala 1:100.000.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA GENERAL

Dentro de la Hoja de Loja pueden diferenciarse dos tipos de relieve condicionados estrechamente por dos grandes unidades morfoestructurales y sus diferentes litologías asociadas.

El primer tipo de relieve corresponde a la masa calcárea de Sierra Gorda, intensamente karstificada y que ocupa dos quintas partes de la Hoja en sus sector occidental. Se trata de materiales secundarios pertenecientes al Subbético Interno, dando al relieve un aspecto macizo, con cotas más altas situadas entre los 1496 m. del Cerro Cazadores al sur, los 1571 m. del Viboras y los 1642 m. del Cabras en el centro del macizo y punto culminante del mismo. En esta zona, árida por la naturaleza de los materiales, no se asienta ninguna población, si exceptuamos Loja, situada ya en el borde norte, donde el macizo queda cortado por el encajamiento del río Genil, y a una cota de 457 m., correspondiente al punto más bajo de toda la Hoja.

Las otras tres quintas partes corresponden a los materiales neógenos de la Depresión de Granada con unas superficies culminantes de pendientes suaves y con un fuerte encajamiento de la red de afluentes del Genil. Estos afluentes van de Sur a Norte, ríos Alhama y Cacin, y el arroyo de Salar que delimita en gran medida el borde oriental del macizo de Sierra Gorda. En esta zona se asientan las poblaciones de Alhama de Grana, Cacin, Moraleta de Zafayona,



Autor: INGENISA
Colaborador: Serrat Congost O.

LEYENDA

- TOPOGRAFIA**
- Vértice, cota
 - Núcleos urbanos
 - Carretero
 - Curso permanente de agua
 - Contera
- FORMAS ESTRUCTURALES**
- Superficie estructural con indicación de buzamiento
 - Escarpe estructural
 - Fractura con incidencia tectónica
 - Espolón rocoso
- KARST**
- Grandes depresiones (pozas) terciarias exhumadas
 - Grandes depresiones (dolinas, uvalas o pozos)
 - Relleno de descalcificación (arcillas, limos, fragmentos de conchas)
 - Campos de pequeños dolinas
 - Nivel de aplanamiento kárstico
 - Hums (salientes rocosos en aplanamiento kárstico)
- MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL**
- Lecho de inundación y terraza baja
 - Nivel de terraza
 - Borde de terraza escalonado
 - Socavamiento lateral
 - Garganta fluvial
 - Cárcavas
 - Incisión por curso erosivo
 - Curso colgado
 - Curso secundario sin incisión
 - Fondos de valle o vaguada (red secundaria)
 - Canos de deyección
 - Fando plano, en forma de V, en cuna
- MORFOLOGIA DE VERTIENTES**
- Talud de derrubios
 - Cicatriz de desprendimiento
 - Desprendimiento en flujo
 - Desprendimiento rotacional en grandes paquetes
 - Superficie de glaciés

Salar, etc. Las cotas máximas sobrepasan ocasionalmente los 1000 metros y se encuentran en el sector meridional de la Hoja (Atalaya de Agrón, 1168 m; Mesa Carbonera, 1067 m; Almendral, 1043 m) mientras que el sector septentrional se encuentra alrededor de los 600 m.

La red fluvial también tiene características distintas en ambas regiones, drenando casi toda ella al Genil. Así, mientras en la zona de la Depresión es una red subaérea centrífuga de escaso desarrollo, drenando mayoritariamente a través de conductos kársticos hacia la región de Loja, donde hay abundantes e importantes surgencias. Solo la parte sur de Sierra Gorda drena superficialmente hacia la cuenca endorreica del gran polje de Zafarraya (fuera de la Hoja), drenando también en parte hacia la cuenca del Genil (Hidalgo, 1974), de forma subterránea.

El encajamiento de la red fluvial principal en la zona de la Depresión, ha provocado unos valles con laderas empinadas, dando una morfología de desprendimientos muy activa. Según las litologías, se resuelven en forma de deslizamientos rotacionales en paquetes, o en forma fluidal, dando enormes lóbulos perpendiculares a los ejes de los valles. Los fondos de valle presentan acumulaciones aluviales sin un sistema de terrazas bien conservado debido a esta misma inestabilidad de las laderas. En la mayoría de los casos, sólo queda preservada la terraza baja y/o el lecho de inundación actual.

La red secundaria la constituyen unas vaguadas de fondo plano, o en cuna cuando son paralelos a la red principal y suelen encajarse en barrancadas muy erosivas cuando se disponen perpendicularmente a la red principal por la mayor energía del relieve.

Los interfluvios de esta misma zona los constituyen, amplios retazos de superficies estructurales correspondientes a las calizas de páramos y/o a los conglomerados cementados, o bien en el sector meridional, restos de antiguos glaciares dirigidos hacia el Norte, desarrollados perpendicularmente al curso del Genil (fuera de la Hoja). Las zonas sin estas características se presentan alomadas, con pendientes suaves, coluvionando las vaguadas (sector SE. de la Hoja).

La elevada sismicidad de la zona actúa, evidentemente, como uno de los factores geomorfológicos desencadenantes de la mayoría de los movimientos en masa citados anteriormente, aunque en esta Hoja se observan pocos fenómenos imputables a una neotectónica reciente agresiva, como se da en la vecina Hoja de Granada.

3.2. MORFOGENESIS

El estudio de la morfogénesis del relieve de la zona comprendida dentro de la Hoja de Loja, nos ha permitido clasificar los procesos morfogénicos en tres grandes grupos o sistemas morfogenéticos, dependiendo del proceso dominante:

- a) Sistema kárstico
- b) Sistema fluvial
- c) Dinámica de vertientes

Estos procesos actúan sobre una estructura y litologías que, a veces, imponen, al relieve unos rasgos determinados que no dependen directamente del proceso modelador. Son las formas estructurales, que si bien en la leyenda han sido separadas, no merecen sin embargo un comentario mayor, siendo citados únicamente como condicionantes en cada uno de los tres sistemas citados.

3.2.1. Sistema Kárstico

Limitado casi exclusivamente a la Sierra Gorda y a los relieves calcáreos exhumados de la zona de Alhama de Granada, el sistema kárstico ha marcado las características del relieve de este macizo desde su origen estructural. De ello nos da clara muestra la presencia de formas antiguas fosilizadas y actualmente exhumadas, niveles de aplanamientos kársticos, red kárstica subterránea muy bien desarrolla, etc.

La multiplicidad de formas y tamaños de los procesos derivados de la disolución de las calizas, han hecho que algunas formas sean tratadas de forma individualizada mientras que otras, casi omnipresentes en Sierra Gorda, sean tratadas de forma generalizada y representadas con tramas, como es el caso del lapiaz y las dolinas de pequeño tamaño.

3.2.1.1. *Los Poljes de Llanos de la Dona y de Pilas Dedil*

Representan amplias depresiones de origen kárstico y estructural, y merecen tratamiento aparte debido al hecho de ser unas formas antiguas que fueron fosilizadas por los materiales neógenos de la Depresión de Granada y que la erosión pleistocénica del relieve ha vuelto a poner a la luz.

3.2.1.1.1. El polje de los Llanos del Dona

Con una extensión de 9 Km², tiene una forma poligonal irregular con unos entrantes y salientes condicionados por un sistema de fracturas N65°E aproximadamente. Aunque la parte central de la depresión era endorreica, actualmente se ha forzado su desagüe superficial hacia el borde NW, donde existe un profundo corte que la comunica con el polje de Pilas Dedil.

Parte del borde oriental de dicha depresión está todavía fosilizado por las calizas bioclásticas del Tortoniense y el borde meridional por las lutitas ocre y azuladas del Turolense superior.

3.2.1.1.2. El Polje de Pilas Dedil

Con una extensión de unos 6 Km², tiene una forma mucho más alargada en la dirección de las fracturas ya citadas N65°E, con cerca de 5 Km. de longitud máxima. A pesar de la presencia de zonas pseudoendorreicas, la depresión está abierta actualmente, drenando ocasionalmente hacia el barranco de Salar. Aunque queda perfectamente delimitado por las calizas secundarias, el sector nororiental está todavía relleno de los materiales neógenos, ya citados para el Polje de Llanos de la Dona.

Los sectores más deprimidos de ambos poljes se encuentran rellenos de coluviones y materiales de descalcificación cuaternarios, procedentes tanto de las calizas secundarias como de los materiales neógenos. En los Llanos de la Dona los coluviones forman, en el sector central una pequeña terraza cortada unos 2 m. por encima del fondo actual.

3.2.1.2. *Niveles de aplanamiento kársticos*

Aunque explicar su génesis continúa siendo comprometido desde el punto de vista geomorfológico, al igual que el de superficies de aplanamiento en otras rocas, es evidente su presencia en el sector meridional de Sierra Gorda donde se pueden diferenciar tres niveles.

El nivel más bajo se sitúa alrededor de los 1000-1050 m. de altura, comprendiendo parte de la divisoria entre los dos poljes de Llanos de la Dona y de Pilas Dedil.

El nivel intermedio, y el más extenso, está repartido en amplios retazos situados alrededor de los 1300 m. aunque en el borde SO. de la Hoja está más basculado, descendiendo hasta los 1200 m. En este nivel quedan gran cantidad de pequeños relieves residuales, "hums" de pequeña altura, alternando con dolinas de bordes suaves.

El nivel superior es el más basculado y ocupa un pequeño sector del SW, de la Hoja. Va de los 1320 a los 1400 m. de altura, de S. a N., respectivamente.

Su desarrollo corresponde a un Pleistoceno antiguo y / o Neógeno, ya que sobre ellos ha vuelto a encajarse un sistema de dolinas y lapiaces. No existen evidencias para una datación exacta.

3.2.1.3. *Campos de dolinas y grandes depresiones*

Incluimos aquí todas aquellas dolinas, niveles y poljes, que al no estar fosilizadas por el Neógeno, han podido seguir funcionando normalmente, de forma subaérea, desde la génesis del macizo. En el caso de las dolinas, se ha tomado una simbología generalizada (campo de dolinas) ya que su abundancia (se han individualizado varios centenares) y su escasa dimensión impide representarlos. Tampoco se han separado las de bordes suaves de las de bordes

abruptos, las que tienen relleno con formación residual de descalcificación, "terra rossa", de las que no lo tienen, etc., aunque existen todas estas tipologías.

Las grandes depresiones, niveles y poljes, se han individualizado, pero no las pequeñas dolinas y lapiares que quedan circunscritas en ellas cuando no hay acumulación de arcillas de descalcificación.

3.2.1.4. Karst subterráneo

Aunque se tienen pocos datos de la morfología del Karst subterráneo de Sierra Gorda, la presencia de infinidad de puntos de infiltración, nos hace imaginarlo como una inmensa esponja petrificada, con un drenaje subterráneo hacia el Río Genil, que da unos caudales punta en las surgencias de:

| | |
|---------------------------------------|-------------|
| Río Frío (fuera de la Hoja) | 7686 l/seg. |
| Manzanil | 1700 l/seg. |
| Piscina Yola | 300 l/seg. |

todas ellas en el borde N de Sierra Gorda (datos del Servicio de Aforos de la Comisaría de Aguas del Guadalquivir, Granada). Estos caudales implican unos conductos kársticos de considerables dimensiones.

Las simas más conocidas y exploradas son la de Enrique - Redil, Conejo y Carnero que corresponden a "simas tectónicas" (Delgado, 1973), con procesos clásticos predominando sobre los de disolución, y coincidiendo mayoritariamente con las fallas N70⁰O.

3.2.2. Sistema fluvial

3.2.2.1. Trazado y perfil de los valles

La red fluvial de esta Hoja está constituida por el Genil, que sólo roza la zona N. antes de pasar por Loja, y sus afluentes principales, el Cacín - Alhama y el Salar, que siguen un trazado S. - N. hasta su desagüe en el Genil por su izquierda.

El trazado del Genil está condicionado aquí por el umbral de Loja, aunque su problemática sobrepasa los límites de esta Hoja. La cota mínima que aparece es de 450 m. s. n. m.

El Cacín y el Alhama que se unen antes de Moraleda de Zafayona proceden, antes de entrar en la Hoja, de las Sierras de Almirajara, Enmedio y Tejada respectivamente. En su fuerte encajamiento en los materiales neógenos de la Depresión de Granada, llegan a cortar epigenéticamente los materiales del substrato mesozoico de la Dorsal Externa, en el caso de Alhama (al N. de Alhama de Granada) y de los Alpujárrides en la garganta del Cacín, en el borde S. de la

Hoja. Sendos valles tienen paredes empinadas debido a la evolución de las laderas, condicionadas por niveles duros tabulares que culminan los interfluvios.

El arroyo de Salar sigue un trazado subsecuente, adaptándose a grandes rasgos al borde de Sierra Gorda, y drenando superficialmente los poljes de Pilas Dedil y Llanos de la Dona. La forma del valles es, por tanto, disimétrica con una ladera oriental con las mismas características que las del Cacán y Alhama.

3.2.2.2. Terrazas

Tanto el retazo del valle del Genil, como los afluentes citados, tienen muy bien desarrollada únicamente la terraza baja, en la que pasan encajados un máximo de 4 m. Únicamente el río Cacán presenta unos retazos, normalmente muy estrechos y degradados de una terraza escalonada, situada entre +8 y +10 m., con gravas irregularmente cementadas.

Tanto el lecho de inundación como la terraza baja están recubiertas de limos, donde se desarrolla predominantemente la agricultura, especialmente en los casos del Genil y Cacán. En este último caso el embalse de los Bermejales puede actuar de verdadero regulador, facilitando dicha utilización agrícola.

Esta escasez de terrazas debe ir ligada a las características inestables de las laderas de los valles, que en algunos puntos han llegado a destruir o superponerse a la misma terraza baja (ver dinámica de vertientes).

3.2.2.3. Dinámica de la red secundaria

Instalada normalmente en los interfluvios con poca pendiente, presenta un coluvionamiento, dando perfiles transversales en cuna o fondo plano. Sólo cuando la proximidad de la red principal da pendientes fuertes, se producen acarcavamientos en los materiales blandos neógenos, y pequeñas incisiones en los coluviones de fondo de valles.

Unos pocos conos de deyección se reparten por el valle del Alhama, aunque los mayores se encuentran cerca de Salar y uno situado dentro del Polje de Llanos de la Dona.

3.2.3. Dinámica de Vertientes

Por lo descrito anteriormente puede deducirse que hay tres tipos de vertientes en la Hoja de Loja: las del macizo de Sierra Gorda, las de los interfluvios de la depresión, con pendiente baja, y finalmente las laderas empinadas de los valles principales. A ellos corresponden asimismo tres tipos de dinámica.

3.2.3.1. *Sierra Gorda*

Las vertientes más o menos empinadas, suelen presentar las calizas desnudas, aunque al pie de paredes que cuentan estratos, se encuentran taludes de derrubios, que indican una dinámica crioclástica, favoreciendo los procesos gravitacionales simples.

3.2.3.2. *Interfluvios de la Depresión*

Presentan una pendiente suave hacia el Norte, consecuente con el leve buzamiento regional de los materiales neógenos, con un aspecto alomado, coronado en algunos puntos por la superficie estructural de las calizas de páramos.

En el sector nororiental de la Hoja, quedan amplios retazos de un nivel de glaciares de acumulación correspondiente a las facies finales de relleno de la Depresión, después de una fase erosiva anterior y ya en el Pleistoceno. La preservación de esta superficie de glaciares, se debe primordialmente a un encostramiento de los niveles arcillosos rojos.

3.2.3.3. *Laderas de los valles principales*

El fuerte encajamiento de los ríos en épocas pleistocénicas recientes, ha dejado unas laderas muy empinadas que con los contrastes litológicos y una estructura subhorizontal, han facilitado los movimientos en masa que las caracterizan. Los tipos de deslizamientos van desde los de carácter rotacional simple hasta los complejos, pasando por los deslizamientos en flujo cuyos lóbulos dependen esencialmente de las litologías superpuestas.

Los deslizamientos rotacionales caracterizan esencialmente la zona de Moraleda de Zafayona, donde unos conglomerados muy cementados se superponen a limos blancos. Las dimensiones de estos paquetes pueden alcanzar un frente de más de 1 Km. entre Moraleda y el Turro.

Los deslizamientos más abundantes corresponden, sin embargo, a los de flujo, dando grandes lóbulos en casi todas las laderas de los valles del Cacín, Alhama y Salar, como puede verse en la cartografía adjunta. Los niveles litológicos que facilitan estos despegues corresponden a los yesos con lutitas y las lutitas ocreas y azuladas, con intercalaciones conglomeráticas del Turolense en los valles del Cacín y Alhama, y a los niveles de lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas junto con las margas y margocalizas con intercalaciones de calizas en la zona del Salar.

Justo al Sur de la confluencia de los ríos Alhama y Cacín se encuentran deslizamientos complejos que en la cabecera empiezan como rotacionales y al pie de la ladera pasan a flujo por trituración progresiva de los paquetes, desplazados más de 1 Km. desde su punto de origen.

La sismicidad de la zona, actúa evidentemente como proceso desencadenante, tanto en la caída de los grandes bloques, como en el alcance del límite plástico en los de flujo, facilitando esta concentración inusual de movimientos en masa.

3.3. DINAMICA ACTUAL

Aprovechando la misma clasificación en tres grandes sistemas morfogénéticos del punto anterior, analizaremos como funcionan en la actualidad.

3.3.1. Sistema kárstico

Los procesos de disolución continúan funcionando tanto de forma subaérea como subterránea, aunque las condiciones climáticas actuales permiten hablar de una cierta ralentización de los mismos, comparado con épocas más húmedas y frías. El carácter continuo y poco espectacular de los procesos hace que no se prevean cambios bruscos del relieve a escala humana. La modificación producida por el aprovechamiento agrícola de las acumulaciones de los fondos de las dolinas, todavía en fase experimental, habría que estudiarlo antes de una utilización masiva de las mismas.

3.3.2. Sistema fluvial

Aunque la regularización de los caudales de algunos ríos, como el Genil y el Cacán, han hecho que las crecidas estacionales y crónicas sean menos efectivas a nivel geomorfológico, y por tanto menos peligrosas para la actividad humana, la ocupación por el hombre de los lechos de inundación no deja de ofrecer riesgos catastróficos, siguiendo su dinámica normal en clima mediterráneo, sobre todo en estos valles más angostos de los afluentes del Genil.

La falta casi absoluta de recubrimiento vegetal, facilita la erosión intensa por las aguas de arroyada que se cargan de materiales en suspensión, dando finalmente mayor poder erosivo a los cursos principales.

3.3.3. Dinámica de vertientes

Los procesos generadores de los deslizamientos descritos en el apartado de morfogénesis, están en pleno funcionamiento, por lo cual no se trata de una dinámica ya finalizada, sino que por tratarse de fenómenos crónicos, con una periodicidad y localización desconocidos. A veces no coincide su génesis con una determinada generación, por lo que el hombre puede confiarse. Los casos históricos más recientes se mantienen en el recuerdo cuando han afectado a

núcleos habitados, como la colada que afectó al pueblo de Cacín, la que cortó la carretera de Ochicar a Arenas del Rey cerca del Cortijo Piñonero, todavía visible, etc. Por su mismo carácter crónico suele tener consecuencias catastróficas donde se genera, aunque la previsión de las zonas de mayor riesgo es fácil y clara si se tiene la voluntad de preverlos. Incluso utilizando únicamente este mapa geomorfológico adjunto.

No hace falta añadir que cualquier modificación antrópica en estas laderas de alto riesgo, puede catalizar desprendimientos en cadena de consecuencias imprevisibles.

La elevada sismicidad de la zona aumenta, si cabe, el riesgo potencial de desprendimientos y movimientos en masa.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Dentro de este apartado hay que hablar separadamente de las Zonas Internas y de las Externas, ya que han seguido presumiblemente una evolución histórica distinta hasta el Mioceno Inferior, en el cual, a favor de grandes desgarres dextrosos ambas contactaron.

El pequeño afloramiento de micaesquistos aflorante en la Hoja, permite afirmar que el Complejo Alpujárride ha sufrido un metamorfismo polifásico con al menos tres fases tectónicas. Las dolomías presentan estructuras típicas de facies someras, pudiendo tratarse de una extensa plataforma carbonatada, al estilo de la que más tarde se instaura en las Zonas Externas. Por otra parte la marmorización que presentan éstas, indican que el metamorfismo de conjunto es de naturaleza alpina (ya que afecta a depósitos generados en una etapa posthercínica), aunque no es descartable que alguna de las fases metamórficas de las metapelitas, se hubieran producido en una orogenia anterior.

En la Dorsal Bética la serie liásica comienza con facies marinas someras, y pasan a pelágicas a partir de el Hettagiense medio con eventuales facies de umbral.

En el Subbético Interno durante el Lias Inferior y Medio se instaura una plataforma somera carbonatada, que presenta su límite septentrional hacia mar abierto, practicamente coincidente con el borde actual de la Sierra Gorda.

El techo de las calizas de plataforma viene marcado por un *hard ground* que supone una interrupción sedimentaria; encima se localizan de forma restrictiva unas calizas pelágicas del Lias Superior, que a su vez están erosionadas. Este fenómeno, esta claramente asociado a un periodo de emersión, que tuvo su mayor envergadura en el sector meridional de Sierra Gorda, donde se registraron modelados kársticos en los que los procesos de disolución alcanzaron más de 100 m. de profundidad.

Tras estos acontecimientos que pudieron abarcar el Aalenense y parte del Bajociense, se instaura un régimen pelágico con facies de umbral y talud asociado. Se suceden ligeros redepositos de calizas liásicas en el sector

meridional, lo que indica que parte de éstas, aún estaban emergidas.

En el sector septentrional estas facies continúan hasta el Tithónico, a partir del cual evolucionan a facies características de la parte baja del talud.

Mientras tanto en el margen meridional entre el Dogger y el Malm, se registra una nueva emersión puesta de manifiesto por la aparición de una segunda etapa de diques neptúnicos.

Durante todo el Malm se produce una rápida inmersión con la aparición de facies que evolucionan de talud a surco.

En el Cretácico y Paleógeno se mantuvieron unas condiciones de sedimentación pelágicas, en las que con carácter puntual durante el Senonense hubo influjos turbidíticos, que más tarde, en el Oligoceno se generalizaron y son testigos de las inestabilidades tectónicas acaecidas en esa época.

El registro cronoestratigráfico presente en la Hoja, se interrumpe hasta el Tortoniense Inferior, en el que sobre un relieve previo se produce una transgresión marina generalizada a nivel de toda la Cordillera.

Los primeros sedimentos de esa transgresión (calcarenitas y arenas), presentan hacia la base estructuras sedimentarias de gran envergadura, típicas de plataformas dominadas por importantes procesos mareales, mientras que el tramo superior, se muestran bastante más masivo y con estructuras de menor escala. Esto ha sido interpretado por RODRIGUEZ FERNANDEZ et al, (1982), como un cambio de influencia de mar abierto tipo oceánico, a otro restringido como lo es el Mediterráneo.

Tras la transgresión marina se produce una importante reactivación de los relieves circundantes, que proporcionan elementos detríticos que orlan la cuenca, (Formación Dúdar) y que encuentran su máxima representación en el borde NE. de la Depresión de Granada.

Mientras tanto la cuenca se va somerizando y los depósitos margosos del centro de la Depresión empiezan a incorporar elementos evaporíticos, hasta que en el Tortoniense Superior se corta la comunicación y en áreas localizadas, se depositan gran cantidad de evaporitas como resultado de la evaporización de la salmuera marina residual, y la cuenca se continentaliza.

Con una zona endorreica ya constituida se instaura un régimen lacustre, con influencia fluvial en los bordes, que continúa con episodios evaporíticos, palustre etc., hasta el Mioceno terminal.

En esta época debió acontecer una reactivación de los bordes, a la vez de un cambio climático importante, que trajo consigo, el establecimiento de importantes aparatos fluviales, muy bien representados en la Hoja, que incidían en una zona central subsidente, que desarrollaría facies lacustres (localizadas en la Hoja de Montefrío). Este régimen de sedimentación llegó a colmar la Depresión posiblemente en el Pleistoceno Medio.

A continuación se produjo un levantamiento generalizado del sector, que ocasionó el importante excavamiento que presentan los cauces actuales.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La minería no está desarrollada en la Hoja por la carencia de mineralizaciones de interés. El único vestigio corresponde a una pequeña mineralización de manganeso ubicada en el Barranco de los Cazadores, en un nivel de las calizas nodulosas del Malm (HIDALGO) et al. (1973).

La cantería ha encontrado tradicionalmente en las calizas liásicas de Sierra Gorda, una importante fuente de materia prima, utilizada en plaquetas para solería y ornamentación.

La intensa fracturación que éstas presentan, ha condicionado una explotación en pequeñas canteras con el fin de aprovechar las áreas donde la caliza esta más sana. Ello a su vez tiene como consecuencia que la vida media de una cantera en esta zona sea muy baja.

Otro tipo de cantería, ya en desuso, ha sido la del yeso que ha aprovechado fundamentalmente los niveles evaporíticos lacustres del Turolense superior.

Por último, existen pequeñas explotaciones que aprovechan las gravas y conglomerados de los niveles menos cementados de los aparatos fluviales del Mioceno terminal Pleistoceno.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La gran extensión de las facies carbonatadas de Sierra Gorda hace de ésta uno de los principales acuíferos kársticos del alto Genil.

La relativa alta pluviometría de la sierra (sobre 700 mm. de media) y la intensidad de su aparato kárstico, condicionan la práctica inexistencia de cauces fluviales, los que existen, desde luego funcionan en determinadas ocasiones en el caso de precipitaciones de gran intensidad.

Las salidas del acuífero se localizan fundamentalmente en su sector septentrional con los manantiales de Manzanil, Plines y Río Frío, de un caudal medio anual cercano a los 2000 l/seg., y a una cota próxima a los 540 m.

Pruebas efectuadas en el polje de Zafarraya con trazadores, han demostrado que existe una continuidad hidráulica a lo largo de Sierra Gorda, hacia las salidas antes reseñadas, lo que implica una dirección de corriente hacia el Norte, excepto en épocas de fuerte pluviometría, en las que se produce un umbral piezométrico a la altura de tal polje, que infiere una dirección de corriente hacia el Sur (manantiales de Guaro).

Los recursos del acuífero se han estimado entre 75 y 100 Hm³/año.

El manantial termal de Alhama de Granada, con cerca de 200 l/seg. de caudal y una temperatura de surgencia de 45^o, presenta un problema de asignación, ya que no se conoce si realmente está conectado con Sierra Gorda, o lo está con otros más profundos de naturaleza interna (dolomías alpujarrides?).

Los materiales de la Depresión de Granada, no reúnen condiciones para

constituir acuíferos de entidad. Caben destacar las calcarenitas tortonienses, las cuales deben de tener una permeabilidad aceptable, pero por el contrario presentan poca superficie de afloramiento, por lo que su alimentación hídrica, queda restringida a la circulación inferida que le proviene de los materiales suprayacentes.

Las calizas del Turolense superior también tienen buenas condiciones hidráulicas, pero sus afloramientos son poco continuos por sus frecuentes cambios de facies con las margas y margocalizas con lignito. Otro nivel permeable que últimamente se ha comenzado a explotar con éxito corresponde a las facies canalizadas de los sedimentos fluviales del Mioceno terminal - Pleistoceno. En este caso aunque la superficie de afloramiento no es extensa, puede presentar un importante drenaje diferido desde las demás facies detríticas de esa formación.

6. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J; FOUCAULT, A; FOURCADE, E; GARCIA - HERNANDEZ, M; GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, D; LOPEZ - GARRIDO A.C.; RIVAS, P; Y VERA, J.A. (1979).- "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Secr. Public. Univ. Granada*, 83 pags.
- BAENA, J. Y PEREZ, L. (1982).- "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.str". *Colección informe. IGME*. 256 pags
- BERTRAND, M. Y KILIAN, W. (1889).- "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga". In: *Misión d' Andalousie Mem. Ac. Sc. Paris* T - XXX, pp. 378 - 582. (Traducción al español: *Bol. Com. Map. Geol.* T - XVIII, pp. 257 - 447).
- BLUMENTHAL, M. (1931).- "Geologie des Chaines péribétiques et subbétiques entre Antequera y Loja, et zones limitrophes (Andalousie)". *Bull. Soc. Geol. France* (5). Vol - 1, pp. 23 - 94.
- BRAGA, J.C.; MARTIN - ALGARRA, A. Y RIVAS, P. (1984).- "Hettangian and Sinemurian of Baños de Alhama de Granada. Reference sections for the West - Mediterranean Hettangian (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Geobios* Vol. 17 pp. 269 - 276.
- BUSNARDO, R.; LINARES, A Y MOUTERDE, R. (1969).- "Trias fossilifère a facies pelagiques près de Alhama de Granada (Andalousie)". *C.R.Ac.Sc.Paris*, vol - 268, pp. 1364 - 1367.
- BUSNARDO, R.; MOUTERDE, R. Y LINARES, A. (1966).- "Decouverte de l' Hettangian dans le coupe de Alhama de Grenade (Andalousie)". *C.R.Ac.Sc.Paris*, vol - 243, pp - 1036 - 1039.
- COMAS, M.C; OLORIZ, F. Y TAVERA, J.M. (1981).- "The red nodular limestones "Ammonítico Rosso" and associated facies: a key for settling or swell áreas in the Subbétic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain)".

- In: A. FARINACI Y S. ELMÍ (eds) Proc. Rosso Ammonítico Symposium, Ed. *Technoscienza, Roma*, pp. 479 - 503.
- DABRIO, C.; MARTIN, J.M. (1981).- "Yesos diagénéticos en la Depresión de Granada". *Bol. R.Soc. Española Hist. Nat. Geol.*, 79: pp.- 215 - 223.
- DABRIO, C.; MARTIN, J.M. Y GARRIDO MEGIAS, A. (1982).- "Signification sedimentaire des evaporites de la dépression de Grenade (Espagne)". *Bull soc. géol. France* T XXIV, n° 4 pp. 705 - 710.
- DELGADO, S (1973).- "Estudio hidrogeológico del karst de Sierra Gorda (Granada).- *Tesis de Licenciatura Univ. de Granada*. 165 p. 1 mapa de Granada.
- DURAND - ELGA, M; DIDON, J.; FOUCAULT, A. Y PAQUET, J. (1970).- "Dorsale Bétique". In: BOURGOIS et al (1970): *Donnes nouvelles en la Geologie des Cordilleres Bétiques Ann.Soc.Geol.Nord*, Vol - 40 pp. 382 - 384.
- ELORZA, J.J.; GARCIA - DUEÑAS, V.; MATAS, J. Y MARTIN, L. (1979).- "Mapa y memoria explicativa de la hoja 1040 (Zafarraya) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *IGME* 64 pags.
- ESTEVEZ, A; LOPEZ - GARRIDO, A.C; RODRIGUEZ - FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. Y RUIZ - BUSTOS, A. (1982a).- "Sur l' age miopliocene des series detritiques de la terminaison orientale du bassin de Grenade (Espagne meridionale)". *C. R.Ac.Sc.Paris*, Vol. 294. pp - 1189 - 1190.
- ESTEVEZ, A. RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. SANZ GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1982b).- "Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geológicos*, Vol. 11, pp - 2 - 29.
- FALLOT, P. (1948).- "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geológicos*, vol - 8, pp - 83 - 172.
- FERNANDEZ, J. Y DABRIO, C.J. (1983).- "Los conglomerados de Moraleda de Zafayona, un modelo de sistema fluvial de tipo braided (Depresión de Granada, España)". *Estudios Geológicos*. Vol - 39. pp - 53 - 69.
- GARCIA - DUEÑAS , V. (1967).- "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not. Com. IGME*. Vol. 101 - 102.
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1969).- "Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética)". *Acta Geológica Hispánica*. Vol. 3pp - 9 - 13.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ - GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980).- "Mesocoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geologie en Mijnbouw*. Vol.- 59, pp. 155 - 168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979a).- "El Lias infracarixiense de la Zona Subbética". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, Vol.- 10. pp - 367 - 374.
- GARCIA - HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979b).- "El Carixiense de la Zona Subbética". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. Vol - 10, pp - 375 - 382.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1967).- "Estudio geológico de la Depresión de Granada". *Tesis Univ. Granada*. (inédita).

- GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1977).- "Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada". *Cuader. Geol. Univ. Granada*. vol - 8 - 9 pp. 191 - 204.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. LINARES, A.; LOPEZ - GARRIDO, A.C. Y VERA, J.A. (1971).- "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuader. Geol. Ibérica*, Vol - 2, pp - 55 - 59.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, A.; SEQUEIROS, L Y VERA, J.A. (1972).- "Excursión al Dominio Subbético Interno, La Unidad de Sierra Gorda". *Grup. Esp. Mesozoico. Secr. Publ. Univ. Granada*, 16 pags.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN - ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F. Y VERA J.A. (1983).- "Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética)". *Estudios Geológicos* Vol.- 39, pp - 71 - 116.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; RIVAS, P. Y VERA J.A. (1971).- "La serie liásica de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *IGME*, primera serie, 16 pags.
- HIDALGO, J. (1974).- "Estudios Hidrogeológicos del Polje de Zafarraya y áreas adyacentes (Granada y Málaga)". *Tesis de licenciatura Univ. de Granada*. 165 p. 1 mapa.
- HIDALGO, J.; DELGADO, S.; FERNANDEZ - RUBIO, R. Y ARANA, R. (1973).- "Nódulos de manganeso en el Oxfordense de Sierra Gorda (Alhama, Granada)". *Cuader. Geol. Univer. Granada*, Vol.4, pp - 5 - 14.
- JEREZ.F. (1981).- "Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.* Vol.- 92, pp - 1 - 18.
- LHENAFF, R. (1979).- "La bassin de Grenade (Andalousie, Espagne): Morphogenese d' une cuvette intramontagneuse". *Mediterranne*. Vol - 3, pp.37 - 45.
- LHENAFF, R. (1981).- "Recherches Geomorphologiques sur las Cordillères Bétiques Centro - Occidentales (Espagne)". *These. Univ. de Lille*. 713 p. Lille (Francia).
- LINARES, A. Y VERA, J.A. (1966).- "Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de Sierra Gorda, Cordilleras Béticas (prov. de Granada)". *Estudios Geológicos*, VI - 22, pp - 65 - 99.
- LINARES, D. (1977).- "Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*, 410 pags.
- MARTIN, J.M. ORTEGA - HUERTAS, M. Y TORRES RUIZ, J. (1948).- "Génesis and evolution of strontium deposits of the Granada Basin (Southeastern Spain). Evidence et diagenetic replacement of a stromatolite belt". *Sedimentary Geology*, 39, pp - 281 - 289.
- MOUTERDE, R. Y LINARES, A.(1979).- "Ammonites Hettangienses de la Alhama de Granada (Andalousie)". *Cuader. Geol. Univ. Granada*, Vol - 10, pp - 267 - 270.
- OGG, J.G.; STEINER, M.B.; OLORIZ, F. Y TAVERA, J.M. (1984).- Jurassic magnetostratigraphy. 1 - Kimmeridgian - Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey. southern Spain". *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 71, pp - 147 - 162.

- OLORIZ, F. (1978).- "Kimmeridgiense - Tithónico inferior en el sector central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía)". *Tesis Univ. Granada* 758 pags.
- PEYRE, Y. (1974).- "Geologie d' Antequera et de sa region (Cordilleres Betiques)". *Tesis Univ. Paris (Public. Inst. Agronom. Paris, 522 pags).*
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1979).- "Itinerarios geológicos en la Zona Externa de las Cordilleras Béticas. I.- Itinerario: Granada - Jaén y Cabra - Loja". *Secre. Publ. Univer. Granada*, 89 pags.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982).- "El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada* 224 pags.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. FERNANDEZ, J. (1985).- "Nearshore Sedimentation in the Granada basin during the Lower Tortonian". Gth. European meeting of sedimentology. *Lleida. Spain. buola of summay.*
- SANDOVAL, J. (1983).- Bioestratigrafía y Paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*. 613 pags.
- SEQUEIROS, L. (1972a).- "Bioestratigrafía del Calloviense en Sierra Gorda (Cordilleras Béticas)". *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol - 3, pp - 95 - 104.
- SEQUEIROS, L. (1972b).- "Bioestratigrafía del Oxfordense en Sierra Gorda (Cordilleras Béticas)". *Cuader. Geol. Univ. Granada*. Vol - 3, pp - 105 - 112.
- SEQUEIROS, L. (1974).- "Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordense en el sector central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología". *Tesis Univ. Granada*. 635 pags.
- TAVERA, J.M. (1984).- "Los ammonites del Tithónico superior Berriasense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*, 381 pags.
- VERA, J.A. (1966a).- "La unidad "Paparanda - Hacho de Loja". Su individualización estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética". *Acta Geológica Hispánica*, Vol - 1, pp - 3 - 6.
- VERA, J.A. (1966b).- "Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Univ. Granada (pub. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo - 72, 192. pags. 1969).*
- VERA, J.A. (1969).- "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *IGME*, primera serie, 16 pags.
- VERA, J.A. (1981).- "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico". In: Programa Internacional de Correlación Geológica P.I.C.G. *Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.* Vol - 2, pp - 219 - 260.
- VERA, J.A. (1984).- "Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico". In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sanchez de la Torre, Grup. Esp. Sedimentología. *Publicaciones de Geología, Barcelona*, Vol - 22, pp - 25 - 54.
- VERA, J.A.; GARCIA - HERNANDEZ, M.; LOPEZ - GARRIDO, M.; COMAS, M.C.; RUIZ - ORTIZ, P.A. Y MARTIN ALGARRA, A. (1982).- "El Cretácico de las Cordilleras Béticas". In: El Cretácico de España, *Universidad Complutense, Madrid*, pp. 515 - 630.

VERA, J.A.; MOLINA, J.M. Y RUIZ - ORTIZ, P.A. (1984).- "Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo)". *In*: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sanchez de la Torre, Grup. Esp. Sedimentología. *Publicaciones de Geología. Barcelona*, Vol. 22, pp - 141 - 162.

**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA**
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-28003

